UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

# EVOLUÇÃO SEDIMENTAR QUATERNÁRIA DA ILHA COMPRIDA, ESTADO DE SÃO PAULO

**CARLOS CONFORTI FERREIRA GUEDES**

ORIENTADOR: PROF. DR. PAULO CÉSAR FONSECA GIANNINI

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2009

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Guedes, Carlos Conforti Ferreira
Evolução sedimentar quaternária da Ilha Comprida, estado de São Paulo / Carlos Conforti Ferreira Guedes. – São Paulo, 2009.
131 p.

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP
Orient.: Giannini, Paulo César Fonseca

1. Ilha Comprida (SP) 2. Quaternário 3. Luminescência 4. Cordões litorâneos 5. Sedimentologia I. Título

# AGRADECIMENTOS

Apesar de somente meu nome estar na capa desse trabalho, essa dissertação é o fruto da colaboração de diversos pesquisadores, professores, pós-graduandos e graduandos com quem tive o imenso prazer de trabalhar junto. Também fazem parte desse trabalho pessoas e instituições que deram o suporte financeiro, pessoal e emocional. Cabe agora lembrar de todos e deixar meus sinceros agradecimentos. É claro que esquecerei de muitos, mas isso não quer dizer que não foram importantes na realização desse trabalho, portanto não sintam-se ofendidos, não foi de propósito.

O único a participar de todas as fases do projeto Long Island, o professor e orientador Paulo César Fonseca Giannini, agradeço por me entender, pela paciência e por me aceitar de volta para a segunda fase dessa dissertação.

Aos ilha compridistas Daniel Pegmatito, Ana Paula Treme-Treme, André Frutinha Sawakuchi, Eva Kaiser Mori e Mateus Merendah pelos campos, etapas de laboratório e principalmente discussões, idéias e muito bom humor.

Um especial agradecimento ao quase co-orientador André Frutinha Sawakuchi pela idéia, incentivo e viabilização e do estágio na *Oklahoma State University* (OSU) e pela orientação com relação às datações e preparação do estágio.

À Regina DeWitti pela orientação, ensinamentos e disponibilização do laboratório para as datações e medidas LOE na OSU. Ao pessoal do laboratório Eduardo Yokihara, Patrícia e David Klien pelo suporte laboratorial. Aos Stillwaltenses companheiros de *bad weather, beer and wild wings* Silvano, Fernando Segato e André Nó pela amizade, pela TV e pelas dicas de como se virar na terra dos choques eletrostáticos.

À incrível paciência do Vitor na compridíssima, desesperadora e angustiante novela da medição do espectro gama.

A todos do LabSed e LabPetro pela ajuda nas análises granulométricas e de minerais pesados, um agradecimento especial para Simone na ajuda da confecção das lâminas de minerais pesados.

Ao pessoal do basquete pelos momentos de descontração e correria necessárias para limpar o corpo e a mente.

Ao apoio financeiro da FAPESP pela bolsa de mestrado (2007/51511-4) e pelo projeto de auxílio à Pesquisa (Processo 01/01732-8) e à CNPQ pela bolsa de mestrado na fase inicial.

Aos meus pais e toda a família por respeitar, entender e incentivar todas as minhas escolhas pessoais e profissionais.

Á Mariane Brumatti pelo apoio (emocional e financeiro), pelas viagens, pela paciência, pelo bom humor, enfim por tudo... sem ela eu não sou eu, sou só meio eu...

# RESUMO

A Ilha Comprida é a barreira arenosa mais extensa do litoral paulista. Possui 63 km de comprimento e 500 m a 5 km de largura, e estende-se acompanhando a linha de costa (orientação aproximada NE-SW) desde a desembocadura de Icapara até a de Cananéia. Esta barreira foi estudada com base em fotografias aéreas, parâmetros granulométricos, minerais pesados e datações por luminescência opticamente estimulada (LOE).

Cinco fases de evolução da ilha puderam ser determinadas. A fase inicial corresponde à formação da barreira transgressiva, em aproximadamente 6000 anos A.P.. Nas quatro fases seguintes, duas componentes de crescimento, uma longitudinal e outra transversal, alternaram-se em importância relativa. Da fase inicial até perto de 5000 anos A.P., a ilha apresentou crescimento acelerado tanto longitudinal (10,2 a 22,8 m/ano) como transversal (2,6 m/ano); durante este período, os cordões litorâneos identificados são de origem praial. De 5000 a 2000 anos A.P., a componente de crescimento transversal caiu a praticamente zero, enquanto a longitudinal teve taxa relativamente baixa (5,2 a 6,9 m/ano). De 2000 a 200 anos A.P., o bloqueio do crescimento longitudinal pelos morros perto de Iguape forçou intensa progradação transversal (até 0,5 m/ano) por grande parte da extensão da ilha. Durante essa fase, houve predomínio de adição de cristas praiais antes da Pequena Idade do Gelo (1450 a 1850 d.c) e de formação de cordões de dunas frontais após esse período. De 200 anos A.P. até o presente, superado o efeito de bloqueio à deriva longitudinal imposto pelos morros de Iguape, a ilha retomou a componente de crescimento longitudinal, acelerada pela abertura do Valo Grande. Este período é de taxas de progradação bastante variáveis ao longo da ilha, com maior regressão nas extremidades e transgressão na porção centro-sul.

O empilhamento encontrado nas fácies marinhas, aflorantes junto a margem lagunar, é predominantemente regressivo. Possibilidades de sucessões transgressivas, encontradas somente na parte sul da ilha, e evidências geocronológicas reforçam a idéia de uma barreira transgressiva como fase inicial de sua formação. O empilhamento de fácies eólicas confirma o padrão de avanço das rupturas de deflação por sobre os cordões litorâneos mais interiores e antigos da ilha. As idades referentes ao maior período de atividade das rupturas de deflação são correlacionáveis com a Pequena Idade do Gelo e permitem sugerir intensificação de incursões de frentes frias na região durante esse período. O contraste entre tipos de cordões litorâneos, praiais formados antes da Pequena Idade do Gelo versus de dunas frontais formados após esse período, é indicativo de que as condições de vento permanecem intensificadas desde então.

A utilização de índices de minerais pesados permitiu a identificação dos fatores e processos que controlam a assembléia mineralógica. Os índices RZi (rutilo e zircão) e THi (turmalina e hornblenda) indicam a contribuição do rio Ribeira de Iguape, com aporte sedimentar concentrado no nordeste da Ilha Comprida. O índice TZi (turmalina e zircão) responde aos processos de seleção hidráulica do transporte sedimentar, cuja variação espacial reforça a hipótese de duas células de deriva litorânea longitudinal com divergência no centro-sul da ilha, já sugerida com base em resultados granulométricos e dados de campo. A principal derivação primária dos minerais pesados são as rochas presentes na bacia de drenagem do rio Ribeira de Iguape. É provável também a contribuição dos sedimentos estocados na plataforma continental, disponíveis para serem retrabalhados pelas correntes de deriva litorânea. A combinação de análise granulométrica e estudo de minerais pesados demonstra-se consistente na determinação de padrões de transporte sedimentar, com indicações de forte controle dos resultados pela seleção hidráulica e aerodinâmica.

O protocolo SAR (Single-Aliquot Regenerative-Dose) utilizado para datações por LOE demonstrou-se aplicável aos sedimentos da Ilha Comprida, tanto eólicos como marinhos rasos, com idades compatíveis com as curvas do nível relativo do mar mais aceitas e coerentes com relação à progradação da linha de costa e ao empilhamento sedimentar.

# ABSTRACT

The Ilha Comprida island is the largest sandy barrier of São Paulo Coast. The island is 63 km long and 500 m to 5 km wide. It extends following the coast (approximately NE-SW direction) from the Icapara inlet to the Cananéia inlet. This barrier was studied using aerial photographs, grain-size parameters, heavy minerals analysis and optically stimulated luminescence dating (OSL).

Five evolutionary phases could be determined. The initial phase corresponds to the transgressive barrier at approximately 6000 years B.P.. In the next four phases, two growth components, longitudinal and transversal, occur with variable importance. From the initial phase to 5000 years B.P. the island had accelerated growth, both longitudinal (10.2 to 22.8 m / year) and transverse (2.6 m / year). During this period the identified coastal ridges have beach origin. From 5000 to 2000 years B.P. the transverse component of growth fell to almost zero while the longitudinal component was relatively low (5.2 to 6.9 m / year). From 2000 to 200 years B.P. the hills near Iguape blocked the longitudinal component and forced intense progradation (up to 0.5 m / year) for the most island length. In this phase there was a predominance of beach ridges formation before the Little Ice Age (AD 1450 to 1850) and of foredune ridges formation after this period. From 200 years B.P. until the present the blockade imposed by the Iguape hills ceased and the island reassumed the longitudinal component, accelerated by the opening of a artificial channel (Valo Grande) in the Ribeira de Iguape River. This period has variable progradational rates through the island, with regression in the extremities and transgression in mid-south.

The marine facies succession that outcrops besides lagoon margin is predominantly regressive. Possibilities of transgressive facies succession were found only in the southern half of the barrier. Geochronology evidences reinforce the hypothesis of transgressive barrier for the initial phase of the island. The aeolian facies succession confirms the onshore advance of the blowouts onto the inner and older beach ridges. The ages for the most blowout activity are correlated with the Little Ice Age suggesting intensification of cold fronts incursions. The contrast between ridges types, beach ridges formed before the Little Ice Age versus foredune ridges formed after this age, is indicative that the wind conditions are intensified since then.

The use of heavy-minerals paired indices allowed the identification of factors and processes that control their assemblage. The RZi (rutile and zircon) and THi (tourmaline and hornblende) show the contribution of the Ribeira de Iguape River sediment supplied in northeastern of the Ilha Comprida. The TZi (tourmaline and zircon) responds to the hydraulic sorting process showing. It indicates a sediment transport pattern with divergence of drift cells in the mid-south region, which is consistent with grain-size and field data. The sediment supply

from Ribeira de Iguape River is interpreted both as a direct source and as an indirect source by inner continental shelf and alongshore drifts. The combination of grain-size and heavy-mineral analysis demonstrate to be reliable in determining sediment transport patterns, with indications of their control by hydraulic and aerodynamic sorting.

The Single-Aliquot Regenerative-Dose procedure (SAR) used for OSL dating demonstrates to apply to the Ilha Comprida sediments, both wind and shallow marine ones. The ages are consistent with the more acceptable relative sea level curves and with the coastal ridges and stratigraphic succession.

# ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO ..... 1
1.1. Contextualização do projeto ..... 1
1.2. Resumo das metas e objetivos ..... 3
2. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA ..... 5
2.1. Contexto geral da área de estudo ..... 5
2.1.1. Geologia e geomorfologia ..... 5
2.1.2. Unidades litoestratigráficas cenozóicas ..... 8
2.1.3. Clima e paleoclima ..... 11
2.1.4. Marés ..... 12
2.1.5. Vento ..... 12
2.1.6. Ondas ..... 13
2.1.7. Padrão de circulação costeira ..... 13
2.1.8. Curva de variação do nível relativo do mar ..... 15
2.1.9. Evolução sedimentar da Ilha Comprida ..... 16
2.1.10. Granulometria ..... 21
2.1.11. Minerais pesados ..... 21
2.1.12. Datações pretéritas na região de estudo ..... 23
2.2. Classificação de dunas eólicas costeiras ..... 25
2.3. Cordões litorâneos ..... 27
2.3.1. Nomenclatura ..... 27
2.3.2. Gênese ..... 28
2.4. Minerais pesados ..... 30
2.4.1. Processos controladores da assembléia ..... 30
2.4.2. Índices mineralógicos ..... 33
2.5. Luminescência e espectometria gama ..... 35
3. MATERIAIS E MÉTODOS ..... 37
3.1. Fotointerpretação ..... 37
3.2. Atividades de campo ..... 38
3.3. Análises granulométricas ..... 41
3.4. Análise de minerais pesados ..... 41
3.5. Métodos estatísticos ..... 43
3.6. Mapas de interpolação ..... 43
3.7. Datações por luminescência opticamente estimulada (LOE) ..... 43

4. RESULTADOS ..... 49
4.1. Fotointerpretação ..... 49
4.1.1. Introdução ..... 49
4.1.2. Resultados ..... 49
4.1.3. Comparação entre fotos aéreas de 1962 e 2000 ..... 55
4.1.4. Sistema paleolagunar ..... 57
4.2. Fácies morfológicas e fácies deposicionais ..... 60
4.2.1. Introdução ..... 60
4.2.2. Resultados ..... 60
4.3. Análises sedimentológicas ..... 76
4.3.1. Granulometria ..... 76
4.3.2. Minerais pesados ..... 82
4.4. Luminescência e espectometria gama ..... 92
4.4.1. Datações ..... 92
4.4.2. Luminescência, espectrometria gama e retrabalhamento sedimentar ..... 101
5. DISCUSSÃO ..... 108
5.1. Relações entre granulometria, minerais pesados e processos sedimentares ..... 108
5.2. Rumos de transporte sedimentar e áreas fontes ..... 110
5.3. Sobre a formação de cordões litorâneos ..... 114
5.4. Modelo evolutivo para a Ilha Comprida ..... 117
5.4.1. De 6000 a 1900 anos A.P. ..... 117
5.4.2. De 1900 anos A.P. até o presente ..... 119
6. CONCLUSÕES ..... 121
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS ..... 124

.

Figura 1.1: Mapa geológico regional e de localização da Ilha Comprida, modificado de IPT (1981). ZCL- Zona de Cisalhamento Lancinha; ZCC- Zona de Cisalhamento Cubatão; ZCI- Zona de Cisalhamento Itariri. ..... 2
Figura 2.1: Mapa Geológico da Bacia do rio Ribeira de Iguape. 1- Sedimentos Cenozóicos; 2- Intrusivas alcalinas; 3- Bacia do Paraná; Terreno Apiaí (4-12): 4- Granitos tipo-A; 5- Faixa milonítica; 6- Granitóides cálcio-alcalinos; 7- Formação Iporanga (IP), Conjunto Saivá (SV); 8- Formação Bairro Abapã / Bairro da Estiva; 9- Grupo Itaiacoca (IT), Grupo Lajeado (LG), Formação Capiru (CP); 10- Formação Águas Claras (AC), Formação Votuverava (VT), Seqüência Serra das Andorinhas (AS); 11- Formação Perau (PE), Seqüência Piririca (PI); 12- Ortognaisses peralcalinos; Terrenos Curitiba, Luís Alves e Paranaguá (13-19); 13- Bacias extensionais vulcano-sedimentares; 14- Granitóides cálcio-alcalinos; 15- Granitóides; 16- Metasedimentos proto-miloníticos; 17- Sequência Turvo-Cajati; 18- Complexo Atuba (AT) / Granulito Juréia (JU); 19- Ortognaisses e granulitos Luís Alves; Complexo Embu (20-23): 20- Unidade Rio Una; 21- Unidade Redenção da Serra; 22- Unidade de mica-xistos e milonitos; 23- Complexo Rio-Capivari; 24- Complexo Costeiro; ZCL- Zona de Cisalhamento Lancinha; ZCC- Zona de Cisalhamento Cubatão; ZCI- Zona de Cisalhamento Itariri. Modificado de Heilbron *et al.* (2004). ..... 7
Figura 2.2: Seção de GPR (100 MHz) transversal a linha de costa na extremidade sudoeste da Ilha Comprida (Gandolfo *et al,.* 2001), com indicação das unidades reinterpretadas (Giannini *et al.,* 2009). ..... 10
Figura 2.3: Envelope da curva do nível relativo do mar para a costa brasileira acima da latitude 28 (linha contínua e quadrados) e abaixo da latitude 28 (linha pontilhada e círculos), segundo Angulo *et al.* (2006) ..... 16
Figura 2.4: Modelo de evolução da Ilha Comprida, modificado de Geobrás (1966). ..... 17
Figura 2.5: Modelo evolutivo da Ilha Comprida, segundo Martin & Suguio (1978) ..... 18
Figura 2.6: Modelo de evolução da Ilha Comprida baseado em fotointerpretação, segundo Guedes (2003) e Giannini *et al.* (2003a). ..... 20
Figura 2.7: Modelo conceitual para desenvolvimento de cordões litorâneos, segundo Taylor & Stone (1996). ..... 29
Figura 2.8: Diagrama esquemático dos processos controladores da assembléia de minerais pesados em arenitos. Modificado de Morton & Hallsworth (1999). ..... 31
Figura 3.1: Mapa de pontos de coleta e/ou medida estudados nesta pesquisa de Mestrado. ... 40
Figura 3.2 :Teste do platô para a amostra IC-24-CI-1. Os valores das doses naturais começam a aumentar significativamente a temperaturas de pré-aquecimento maiores que 260$^{o}$C. ..... 46
Figura 3.3: Valores do teste de variação de sensibilidade (*recycling ratio test)* por temperatura de pré-aquecimento para a amostra IC-24-CI-1. Os valores ótimos, os de razão mais baixa no gráfico, ocorrem a 220$^{o}$C. ..... 47
Figura 4.1: Cordões litorâneos observados em fotografia aérea (esquerda), que correspondem, nos 150 m mais próximos à praia, a alinhamentos de dunas frontais (direita). ..... 50
Figura 4.2: Mapa de alinhamentos de cordões litorâneos. ..... 51
Figura 4.3: Padrão curvilíneo de cordões litorâneos, exemplificado na porção interna centro-sul da Ilha Comprida. A mais antiga curvatura identificada encontra-se nesta área, e dista cerca de 3,5 km, a NE, da ponta do Frade. ..... 51
Figura 4.4: Mapa das fases de crescimento da Ilha Comprida, separadas com base nos alinhamentos de cordões litorâneos. Ev-1 a Ev-14 correspondem eventos sucessivos, definidos com base em truncamentos de alinhamentos de cordões. Ev-1962 e Ev-2000 representam a última fase deposicional observada nas fotos aéreas de 1962 e 2000, respectivamente. ..... 52
Figura 4.5: Extremo sudoeste da Ilha Comprida nas fotos aéreas de 1962 (esquerda) e de 2000 com interpretação das fase evolutivas (direita). Notar diferentes fases de progradação em forma de leque, inclusive entre 1962 e 2000 (área em vermelho perto da praia). ..... 53
Figura 4.6: Cordão de rupturas de deflação (feição mais interior sem vegetação), localizado a 1000 m da linha de costa na porção nordeste da ilha (esquerda), e próximo a linha de costa, até sob erosão em forma de falésias, na porção centro-sul (direita). Na foto aérea à esquerda,

é possível observar diversos alinhamentos de dunas frontais e um pequeno campo de dunas livres. ..... 54
Figura 4.7: Variações da linha de costa e da margem lagunar da Ilha Comprida entre 1962 (à esquerda) e 2000 (à direita). Notar a migração da desembocadura de Icapara para NE e pequeno crescimento da área de mangue na margem lagunar. ..... 55
Figura 4.8: Trecho centro-sul da Ilha Comprida com transgressão da linha de costa, observada em fotos aéreas de diferentes idades (1962, à esquerda, e 2000, à direita), e confirmada em campo pela ocorrência de falésias. ..... 56
Figura 4.9: Campo de dunas livres na região de máximo estreitamento, porção nordeste da ilha. Notar a aparente mobilidade das dunas parabólicas e barcanóides para NW. ..... 56
Figura 4.10: Rupturas de deflação reativadas por influência antrópica. A retirada da vegetação para loteamento (foto de 2000, acima à direita) favoreceu o desenvolvimento de rupturas de deflação, como pode ser constatado no campo (abaixo). ..... 57
Figura 4.11: Características distintas do sistema paleolagunar nas porções sudoeste (esquerda) e nordeste (direita) da Ilha Comprida. Notar desenvolvimento transversal à ilha, associado à canais de escoamento de maré, no sudoeste, em contraste a desenvolvimento sub-paralelo, sem drenagens associadas, no nordeste. ..... 58
Figura 4.12: Aumento aparentemente gradual de sinuosidade da margem lagunar, do nordeste para o sudoeste da ilha. ..... 59
Figura 4.14: Distribuição espacial dos quatro tipos mais comuns de associação morfológica do sistema praia – duna frontal da Ilha Comprida, de acordo com Nascimento (2006). C: Cordões de dunas frontais em praia dissipativa. T: Terraço de duna frontal incipiente (DFI) com franja eólica, em praia dissipativa. R: Rampa de DFI sobre escarpa de duna antiga/estabelecida, em praia intermediária a dissipativa. N: *Nebkhas* isolados sobre terraço recoberto por franja eólica, em praia intermediária a dissipativa. ..... 61
Figura 4.15: Rupturas de deflação ativas, vistas em foto aérea oblíqua (acima a esquerda), cortesia de Antonio Bonvicini. Vista em campo de grupo de rupturas de deflação, no centro sul da ilha, de até 9 m de altura (abaixo a direita), e detalhe dos lobos deposicionais (acima, à direita, e abaixo, à esquerda). ..... 62
Figura 4.16: Franja de areia eólica na base de dunas frontais incipientes (esquerda). Formas barcanóides no campo de dunas livres do nordeste da ilha (direita). ..... 64
Figura 4.17: Mapa de localização dos perfis morfológicos transversais à llha Comprida. ..... 64
Figura 4.18: Perfis morfológicos transversais à Ilha Comprida. ..... 66
Figura 4.19: Associação de fácies encontrada na Ilha Comprida. ..... 67
Figura 4.20: Fácies Ap e Api encontradas em falésias na margem lagunar da Ilha Comprida (fotos superior direita e inferior) e em trincheiras (foto superior esquerda). Ponto IC-2-FML-1. À direita e acima, notar icnofóssil atribuído a *Callichirus major*. Na foto inferior, a parte branca do afloramento corresponde a horizonte eluvial de espodossolo. ..... 69
Figura 4.21: Fácies Acc (acima), ponto IC-26-D, relacionada a cavalgamento de dunas frontais e fácies Acp, ponto IC-14-D-2, resultado da migração para o continente de lobos deposicionais de rupturas de deflação. ..... 71
Figura 4.22: Diagramas de rosetas das medidas de.estratificações cruzadas na fácies Acp, indicando predominância de mergulhos para NW. ..... 72
Figura 4.23: Séries de fácies Acp (ponto IC-13-PD-2) justapostas lateralmente, com direções de mergulho predominantes divergentes. ..... 72
Figura 4.24: Associação de fácies encontradas no cordão de rupturas de deflação com alternância das fácies Acp e Am, que representam diferentes fases deposicionais, e sobreposição dessas fácies subaéreas às fácies subaquosas (Ap). ..... 73
Figura 4.25: Fácies Acci nos pontos IC-11-FML (abaixo) e IC-17-FML (acima). Notar ciclicidade evidente das laminações cruzadas nas duas séries sigmóides do meio da fotografia (acima). Abaixo, detalhe dos clastos de lama. ..... 74
Figura 4.26: Fácies Ah no ponto IC-3-FML-4. Notar ocorrência entre depósitos da fácies Ap, grande concentração de minerais pesados, presença de estruturas de deformação eodiagenética e base erosiva. ..... 75

Figura 4.27: Mapas de variação de diâmetro médio para amostras de praia, dunas e paleodunas. ..... 79
Figura 4.28: Mapas de variação do desvio padrão da distribuição granulométrica para amostras de praia, dunas e paleodunas ..... 81
Figura 4.29: Mapas de variação da assimetria da distribuição granulométrica para amostras de praia, dunas e paleodunas ..... 82
Figura 4.30: Mapa de variação da porcentagem em massa de minerais pesados na classe granulométrica areia muito fina. ..... 82
Figura 4.31: Diferentes tipos de turmalina encontrados na fração areia muito fina de sedimentos da Ilha Comprida. Notar a grande variedade de cores, formas e inclusões. Quadro superior com polarizadores paralelos e inferior com polarizadores cruzados. ..... 83
Figura 4.32: Grãos de epídoto, na fração areia muito fina de sedimentos da Ilha Comprida. Quadro superior com polarizadores paralelos e inferior com polarizadores cruzados. ..... 84
Figura 4.33: Diferentes tipos de zircão observados na fração areia muito fina de sedimentos da Ilha Comprida. Notar a variedade de graus de arredondamento. Quadro superior com polarizadores paralelos e inferior com polarizadores cruzados. ..... 85
Figura 4.34: Minerais do grupo da hornblenda, com diferentes colorações, na fração areia muito fina de sedimentos da Ilha Comprida. Quadro superior com polarizadores paralelos e inferior com polarizadores cruzados. ..... 86
Figura 4.35: Grãos de rutilo na fração areia muito fina de sedimentos da Ilha Comprida. Notar as duas tonalidades de pardo observadas: amarela, na faixa superior, e vermelha, na inferior. Quadro superior com polarizadores paralelos e inferior com polarizadores cruzados. ..... 86
Figura 4.36: Grãos de cianita na fração areia muito fina de sedimentos da Ilha Comprida. Notar suas duas clivagens nítidas e grande variação no grau de arredondamento. Quadro superior com polarizadores paralelos e inferior com polarizadores cruzados. ..... 87
Figura 4.37: Tipologia da sillimanita observada na fração areia muito fina de sedimentos da Ilha Comprida. Quadro superior com polarizadores paralelos e o inferior com polarizadores cruzados. ..... 87
Figura 4.38: Grãos de estaurolita na fração areia muito fina de sedimentos da Ilha Comprida. Destacam-se as diferentes tonalidades de amarelo, do dourado ao alaranjado. Quadro superior com polarizadores paralelos e inferior com polarizadores cruzados. ..... 88
Figura 4.39: Mapa de variação do índice RZi na classe granulométrica areia muito fina. ..... 89
Figura 4.40: Mapa de variação do índice THi na classe granulométrica areia muito fina. ..... 89
Figura 4.41: Mapa de variação do índice TZi na classe granulométrica areia muito fina. ..... 90
Figura 4.42: Mapas de variação da porcentagem dos grupos de minerais pesados menos densos e mais densos, na classe granulométrica areia muito fina. ..... 91
Figura 4.43: Distribuição das idades LOE obtidas para as amostras de cordões internos. Idades em anos referentes a 2008. ..... 93
Figura 4.44: Taxas de progradação longitudinais e transversais na Ilha Comprida, calculadas com base em idades LOE. ..... 95
Figura 4.45: Taxas de progradação, calculadas com base em idades LOE, na porção sudoeste da Ilha Comprida. ..... 96
Figura 4.46: Taxas de progradação, calculadas com base em idades LOE, para a porção nordeste da ilha. ..... 97
Figura 4.47: Gráfico de incremento de área por tempo. Notar período de baixo incremento, de 4700 a 1900 anos A.P.. ..... 98
Figura 4.49: Distribuição das feições eólicas no centro-sul da Ilha Comprida e idades LOE obtidas, no ponto IC-9. ..... 100
Figura 4.50: Mapas de variação da sensibilidade LOE. ..... 103
Figura 4.51: Mapa de variação da razão Th/K. ..... 107
Figura 0.1: Esquema da proveniência sedimentar e de retrabalhamento dos sedimentos constituintes da Ilha Comprida. O aporte principal primário ocorre pelo rio Ribeira de Iguape. Aportes secundários, a partir da planície costeira e da plataforma continental interna, completam as fontes de sedimentos, os quais mantêm-se sob constante retrabalhamento pelas correntes de deriva litorânea. 114

Figura 0.2: Esquema da formação dos diferentes tipos de cordões litorâneos presentes na Ilha Comprida e intensidade dos processos atuantes. 117
Figura 5.3: Evolução da Ilha Comprida de 6000 até 1900 anos A.P.. Quadro superior: com caráter de barreira transgressiva, em 6000 anos A.P.. Quadro central: em 5000 anos A.P., após fase de intensa progradação. Quadro inferior: em 1900 A.P., ao final da fase de menor taxa de crescimento em área e antes do início do bloqueio da componente longitudinal pelos morros perto de Iguape. ..... 118
Figura 5.4: Evolução da Ilha Comprida de 2000 anos A.P. até o presente. Quadro superior: ao final do período, com cerca de 1700 anos de duração, de bloqueio do crescimento longitudinal pelos morros perto de Iguape. Quadro inferior: após a retomada do crescimento longitudinal, nos últimos 200 anos. ..... 120

# 1. INTRODUÇÃO

## *1.1. Contextualização do projeto*

Mudanças na linha de costa, por fatores naturais e/ou antrópicos, exercem grande impacto sobre as regiões litorâneas, onde se concentram 40% da população mundial. O estudo dos fatores que controlam estas mudanças, e suas variações ao longo do tempo, tanto histórico como geológico, subsidiam previsões de impactos potenciais, imprescindíveis para o gerenciamento costeiro. Regiões costeiras com pouca ou nenhuma influência antrópica, como a Ilha Comprida, são ideais para a compreensão dos fatores controladores naturais.

Situada no litoral sul paulista, quase no limite com o Estado do Paraná, a Ilha Comprida possui 63 km de comprimento e 500 m a 5 km de largura, e estende-se acompanhando a linha de costa (orientação aproximada NE-SW) desde a desembocadura de Icapara até a desembocadura de Cananéia (Figura 1.1). Ainda pouco estudada sob o aspecto geológico, esta ilha constitui interessante objeto de pesquisa para uma Dissertação de Mestrado, pois apresenta diversos tipos de feições arenosas costeiras relativamente bem preservadas, como cordões litorâneos e dunas eólicas de diferentes gerações, tamanhos e formas. A análise da variação espacial de propriedades geomorfológicas e sedimentológicas destas feições é instrumento importante para a reconstituição dos processos sedimentares sin e pós-deposicionais ao longo do tempo, e de seus fatores controladores como aporte e nível relativo do mar (NRM). Cabe destacar que os processos sedimentares que construíram a Ilha Comprida ainda estão atuantes, o que propicia o estudo integrado de processos e produtos sedimentares.

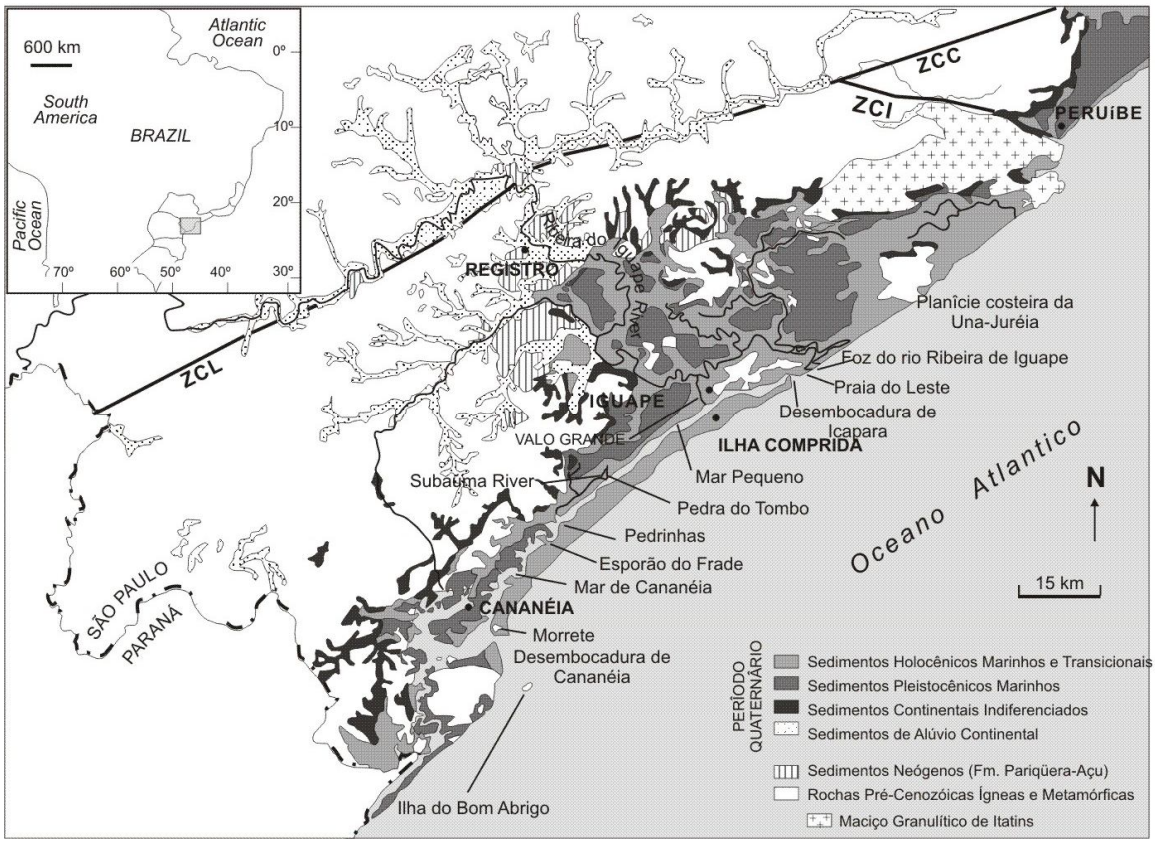



Figura 1.1: Mapa geológico regional e de localização da Ilha Comprida, modificado de IPT (1981). ZCL- Zona de Cisalhamento Lancinha; ZCC- Zona de Cisalhamento Cubatão; ZCI- Zona de Cisalhamento Itariri.

Pertencem à Ilha Comprida alinhamentos de dunas eólicas, consideradas por sua dimensão e preservação o melhor exemplo de dunas costeiras quaternárias do Estado de São Paulo. Barcelos (1975) identifica quatro alinhamentos de cristas de dunas posicionados sub-paralelamente à praia atual, com alturas que chegam a 7 a 8 m e larguras que vão de 100 a 200 m. De acordo com Suguio & Petri (1973), as cristas de dunas mais interiores estão estabilizadas por vegetação. Outras, mais externas, apresentariam menor ou maior grau de atividade, crescente à medida que se aproxima da praia. Os depósitos eólicos são aparentemente restritos aos alinhamentos de cordões mais externos (Giannini *et al.,* 2003; Guedes 2003), o que permite suspeitar de variações na relação entre aporte e criação de espaço de acomodação sedimentar ou de espaço de acumulação eólica (*sensu* Kocurek & Havholm,1983) no decorrer da evolução da ilha (Giannini *et al.,* 2009). As paleodunas eólicas não foram ainda estudadas em detalhe quanto a tipologia, constituição textural-mineralógica, estruturas, morfodinâmica e variação transversal à costa. Dados prévios sobre as dunas frontais ativas ao longo da praia (Nascimento *et al.,* 2005; Nascimento, 2006) são sugestivos de estreita relação entre a variação observada nas suas formas e dimensões e a distribuição

de setores de erosão e deposição costeira, assunto ainda por ser melhor investigado através da comparação de fotografias aéreas de diferentes datas.

Partindo destas várias questões, a proposta central deste projeto de Mestrado é a análise da evolução de processos sedimentares envolvidos na interação praia - duna frontal, no contexto da sucessiva formação de alinhamentos de cordões litorâneos da Ilha Comprida.

Cabe destacar a oportunidade e urgência do estudo geomorfológico das feições arenosas da Ilha Comprida, uma vez que, apesar de incluída em uma APA (Área de Proteção Ambiental), a ilha encontra-se totalmente loteada e sua deterioração ambiental intensificada, desde a inauguração, no ano 2000, da ponte de interligação entre o norte da ilha e a cidade de Iguape.

## *1.2. Resumo das metas e objetivos*

Quatro metas principais são propostas para nortear o enfoque desta pesquisa de Mestrado:

1- Contribuir para a explicação dos processos formadores e remodeladores de alinhamentos de cordões litorâneos, sem e com dunas eólicas.

2- Procurar reconhecer diferentes tipos (morfológicos e faciológicos) de depósitos eólicos e praiais no interior da Ilha Comprida e relacioná-los com os processos deposicionais observados no seu sistema praia - duna atual.

3- Compreender os mecanismos erosivo-deposicionais de interação praia-duna envolvidos na geração e modificação dos alinhamentos de cordões litorâneos da ilha.

4- Reconstituir no tempo a evolução quaternária da Ilha Comprida, no contexto do padrão regional de variação do NRM.

Para buscar alcançar estas metas gerais, estabeleceram-se os seguintes objetivos:

1- Realizar pesquisa bibliográfica sobre os modelos mais aceitos de gênese de cordões litorâneos e classificação de depósitos eólicos costeiros, com ênfase a dunas frontais, e estabelecer critérios de avaliação da aplicabilidade desses modelos na área de estudo.

2- Com base em análise de fotografias aéreas verticais, avaliar relações de morfologia e posição entre os feixes de alinhamentos de cordões litorâneos, a praia atual e o sistema paleolagunar. A partir disso, reconhecer regiões de sedimentação e de erosão preferencial ao longo da linha de costa atual e da margem lagunar.

3- Dentre as zonas erosivas e deposicionais reconhecidas na linha de costa através do objetivo anterior, selecionar áreas para comparação de fotografias aéreas de diferentes datas, tendo em vista sua caracterização morfodinâmica em escala de tempo histórica, e, por extensão, a identificação de processos formadores e/ou remodeladores de cordões litorâneos recentes.

4- Verificar no campo as formas dunares, estruturas sedimentares e fácies que materializam os processos atuantes nas zonas erosivas e deposicionais fotointerpretadas.

5- Buscar, através de perfis transversais (transectos) aos feixes de cordões litorâneos, indícios ou evidências morfológicos ou faciológicos da atuação, em cordões litorâneos mais antigos (internos), dos mesmos processos formadores ou remodeladores identificados nos cordões recentes.

6- Avaliar a possibilidade de contrastes sedimentológicos (de fácies, textura ou mineralogia) e/ou morfológicos entre depósitos eólicos e marinhos pertencentes a cordões de diferentes idades.

7- Deduzir a cronologia dos eventos formadores da ilha e avaliar possíveis variações na taxa de progradação através de datações por luminescência opticamente estimulada (LOE).

# 2. FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

## *2.1. Contexto geral da área de estudo*

### 2.1.1. Geologia e geomorfologia

O litoral paulista é caracterizado pela presença da serra do Mar, mais próxima da linha de costa na porção norte e mais recuada na porção sul. Este recuo no litoral sul permitiu o estabelecimento de extensas planícies costeiras, como a do sistema estuarino-lagunar Cananéia-Iguape, onde se encontra a Ilha Comprida. A origem da serra do Mar é atribuída a colapso gravitacional, após uma fase de soerguimento do relevo acompanhado por magmatismo alcalino intraplaca no Cretáceo superior, com formação de riftes paralelos à costa (Rifte da Serra do Mar, por Almeida, 1976, Riftes Continentais do Sudeste Brasileiro, por Riccomini, 1989 ou Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil por Zalan & Oliveira, 2005). Entretanto, a origem da forma de relevo atual da serra do Mar é ainda bastante discutida, com duas vertentes de pensamento principais: recuo erosivo da escarpa da falha de Santos (Almeida, 1976; Almeida & Carneiro, 1998) ou configuração atual bastante semelhante à da escarpa de falha original (Zalan & Oliveira, 2005).

A planície costeira de Cananéia-Iguape ocupa área de formato aproximadamente triangular com cerca de 130 km de extensão ao longo da costa (entre a ilha do Cardoso e o maciço de Itatins, em Peruíbe) por 40 km continente adentro (até a cidade de Registro). Este grande triângulo, delimitado pela serra do Mar, corresponde ao anfiteatro de erosão remontante da falha de Santos, esculpido pelo baixo curso do rio Ribeira de Iguape e afluentes, segundo Almeida & Carneiro (1998) (Figura 1.1) ou às escarpas de falha, com quase nenhum recuo erosivo, do gráben de Cananéia (Souza *et al.,* 1996), depois renomeado gráben do rio Ribeira de Iguape, segundo Zalan & Oliveira (2005).

Seu limite norte apresenta orientação aproximada WNW, coincidente com a direção de estruturação do bloco delimitado a sul das zonas de cisalhamento de Cubatão (no trecho onde se encaixa o rio São Lourenço) e Itariri. O limite oeste apresenta forma em planta menos linear, com escalonamento segundo as direções NW e NE. Resulta assim da combinação das duas direções de maior expressão na estruturação regional estabelecida ou reativada a partir do Mesozóico, ligadas, respectivamente, ao Alinhamento de Guapiara (Ferreira *et al.,* 1981), flanco nordeste do arco de Ponta Grossa, e ao arco que determinou a formação do Atlântico Sul (Giannini *et al.,* 2009).

O embasamento cristalino exposto ao redor do complexo lagunar, e drenado pela bacia do rio Ribeira de Iguape (Figura 2.1), é formado principalmente por rochas metamórficas e

ígneas dos Terrenos Apiaí (incluindo os metassedimentos do Supergrupo Açungui), Curitiba, Luís Alves e Paranaguá, a SW, e Complexos Embu e Costeiro, a NE, todos de idade pré-cambriana. Os principais litotipos metamórficos presentes são gnaisses, micaxistos, filitos e migmatitos e, em menor escala, quartzitos, anfibolitos e cálcio-xistos (IPT, 1981; Heibron *et al.*, 2004). Dentre as rochas intrusivas pré-cambrianas destacam-se as graníticas, granodioríticas e adamelíticas, diabásios associados à Formação Serra Geral (Cretáceo da Bacia do Paraná) e intrusivas alcalinas neocretáceas (Spinelli & Gomes, 2008), estas sustentando o Morro de São João, em Cananéia, e o Morrete, no sul da Ilha Comprida (IPT, 1981; Heilbron *et al.*, 2004).

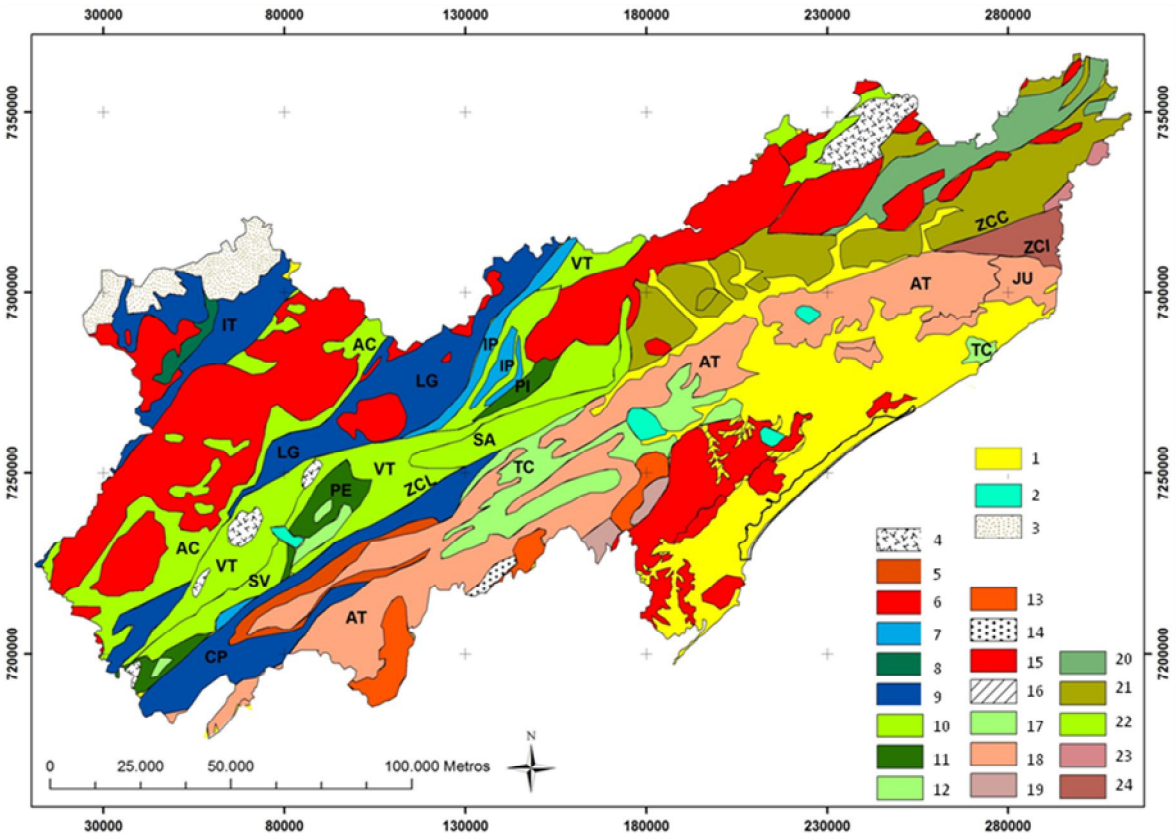



Figura 2.1: Mapa Geológico da Bacia do rio Ribeira de Iguape. 1- Sedimentos Cenozóicos; 2- Intrusivas alcalinas; 3- Bacia do Paraná; Terreno Apiaí (4-12): 4- Granitos tipo-A; 5- Faixa milonítica; 6- Granitóides cálcio-alcalinos; 7- Formação Iporanga (IP), Conjunto Saivá (SV); 8- Formação Bairro Abapã / Bairro da Estiva; 9- Grupo Itaiacoca (IT), Grupo Lajeado (LG), Formação Capiru (CP); 10- Formação Águas Claras (AC), Formação Votuverava (VT), Seqüência Serra das Andorinhas (AS); 11- Formação Perau (PE), Seqüência Piririca (PI); 12- Ortognaisses peralcalinos; Terrenos Curitiba, Luís Alves e Paranaguá (13-19); 13- Bacias extensionais vulcano-sedimentares; 14- Granitóides cálcio-alcalinos; 15- Granitóides; 16- Metasedimentos proto-miloníticos; 17- Sequência Turvo-Cajati; 18- Complexo Atuba (AT) / Granulito Juréia (JU); 19- Ortognaisses e granulitos Luís Alves; Complexo Embu (20-23): 20- Unidade Rio Una; 21- Unidade Redenção da Serra; 22- Unidade de mica-xistos e milonitos; 23- Complexo Rio-Capivari; 24- Complexo Costeiro; ZCL- Zona de Cisalhamento Lancinha; ZCC- Zona de Cisalhamento Cubatão; ZCI- Zona de Cisalhamento Itariri. Modificado de Heilbron *et al.* (2004).

### 2.1.2. Unidades litoestratigráficas cenozóicas

#### *2.1.2.1. Formação Pariqüera-Açu*

A Formação Pariqüera-Açu (Bigarella & Mousinho, 1965) compreende depósitos fanglomeráticos de leques aluviais coalescentes (orto a paraconglomerados), que passam lateralmente para depósitos de planície fluvial meandrante (intercalações de arenitos e lamitos) e lacustres (lamitos) (Melo, 1990). As evidências de idade desta formação são pouco conclusivas. Suguio & Martin (1978a) e Sundaram & Suguio (1985), estes últimos a partir de dados palinológicos, posicionam-na no Plio-Pleistoceno, enquanto Melo (1990) acredita em idade miocênica. Cabe destacar sua semelhança em faciologia e grau de dissecação com a Formação Alexandra, considerada miocênica por Lima & Angulo (1990) com base em palinologia.

A unidade é aflorante na proximidade da cidade homônima e ocorre em sub-superfície, sotoposta à Formação Cananéia, conforme descrito por Petri & Suguio (1973).

#### *2.1.2.2. Formação Cananéia*

Em 1973, Suguio & Petri e Petri & Suguio analisaram os sedimentos coletados em dois furos de sondagem (IGG-1 com 56,4m e IGG-2 com 167m) realizados pelo antigo IGG (Instituto Geográfico e Geológico) e reconheceram quatro “seqüências litológicas”, da base para o topo: (I) camadas arenosas e conglomeráticas, com argilas subordinadas (até 118m de espessura), (II) sedimentos sílticos-argilosos (até 14m de espessura), (III) areias siltosas (até 12m de espessura) e (IV) areia fina muito bem selecionada (até 30m de espessura). Com base em microfósseis, Petri e Suguio (1973) atribuíram à “seqüência II“ um “ambiente de água salobra” e para a “seqüência III” um “ambiente marinho”. Com isso, os autores interpretaram o conjunto formado pelas “seqüências I, II e III” como sendo transgressivo e a “seqüência IV” como regressiva. Para as areias regressivas da “seqüência IV”, admitiram ainda o *status* de formação, para a qual foi proposta a denominação Cananéia. A “seqüência I”, por sua vez, foi correlacionada à Formação Pariqüera-Açu, de origem continental.

A abrangência do termo Formação Cananéia foi ampliada por Suguio & Martin (1978a), que nela passaram a incluir as sequências II, III e IV descritas por Suguio & Petri (1973).

Considerada como pleistocênica (Suguio & Martin, 1978a), a idade da Formação Cananéia só pôde ser determinada pela correlação com corais na costa baiana, datados de

cerca de 120.000 anos A. P., época correspondente ao estágio interglacial Riss/Würm. As datações $^{14}C$ realizadas em restos de madeira e de exoesqueletos carbonáticos encontrados dentro dessa formação (Suguio & Martin, 1978a) indicam idades superiores a 30.000 anos A. P., que é o alcance do método, e mostram assim que a Formação Cananéia é mais velha que a "Transgressão Santos". Estaria portanto, segundo os mesmos autores, relacionada a um evento anterior, a "Transgressão Cananéia".

Na área de estudo deste trabalho, de acordo com os mapas na escala 1:100.000, apresentados por Suguio & Martin (1978b), a Formação Cananéia aflora no terço sudoeste da Ilha Comprida. A distinção entre sedimentos holocênicos e pleistocênicos, feita por esses autores, baseou-se presumivelmente em critérios como altitude, nitidez dos alinhamentos superficiais de "cristas praiais" e grau de impregnação epigenética dos grãos (presença de "piçarras", areias pardas escuras, subconsolidadas pela presença de cimento filossilicático-orgânico-ferruginoso, então admitida como evidência de idade mais antiga que o Holoceno).

#### *2.1.2.3. Formação Ilha Comprida*

Os depósitos sedimentares holocênicos das planícies costeiras paulistas, ligados à "Transgressão Santos" (Suguio & Martin, 1978a), foram designados por Suguio & Martin (1994) como Formação Ilha Comprida, em substituição ao termo Formação Santos, que vinha sendo empregado informalmente (Suguio & Tessler, 1992).

Segundo Suguio & Martin (1994), à Formação Ilha Comprida estão associadas areias finas a muito finas, marinhas, que formam "terraços cobertos por cordões litorâneos" muito visíveis em fotos aéreas, depósitos areno-argilosos de origem flúvio-estuarina ou flúvio-lagunar e depósitos eólicos, que na planície costeira paulista seriam melhor representados na porção centro-sul da Ilha Comprida.

Barcelos (1975) separou a Ilha Comprida em quatro "subambientes deposicionais": 1) eólico - dunas, 2) praial, 3) marinho raso – cordões litorâneos e 4) mangue. Estes "subambientes" são correlacionáveis a diferentes condições de deposição para a Formação Ilha Comprida, mas, a rigor, misturam aspectos batimétricos, faciológicos e florísticos.

A idade dessa formação foi obtida através de numerosas datações $^{14}C$ (Suguio & Martin, 1978a), o que permitiu relacioná-la geneticamente à "Transgressão Santos", com máximo NRM atingido por volta de 5100 anos A.P, e à regressão subseqüente. Sua distinção da Formação Cananéia ocorre por critérios cronológicos e não litológicos, sendo portanto, como notado por Tessler (1988), mais próximas de séries cronológicas distintas, de que de formações.

Dados de GPR (*ground penetrating radar*) obtidos por Gandolfo *et al.* (2001) em um perfil transversal a linha de costa, na extremidade sudoeste da ilha, permitiram a identificação de três diferentes unidades separadas por refletores (R1, 5 a 7 m de profundidade, e R2, 8 a 11 m de profundidade, Figura 2.2). A unidade superior apresenta internamente clinoformas progradantes rumo à praia, interpretadas, dessa forma, como areias holocênicas regressivas. A unidade intermediária não possui geometria interna visível e foi interpretada como areias holocênicas transgressivas. O refletor R2 é bastante marcante e, segundo Gandolfo *et al.* (2001), marca a transição entre argilas transgressivas pleistocênicas e as areias holocênicas. Por outro lado a correlação com a coluna estratigráfica do poço IGG-1, analisado por Suguio & Petri (1973) e Petri & Suguio (1973), onde os primeiros 30 m são areias finas a muito finas, ou mesmo a correlação com os poços da 10A e 11A da Geobrás (1966) ambos de 25 m e que possuem predominantemente areia em todo seu perfil, levam a supor que o refletor R2 representa o contato entre duas diferentes unidades arenosas, provavelmente entre areias holocênicas e pleistocênicas (Giannini *et al.,* 2009).

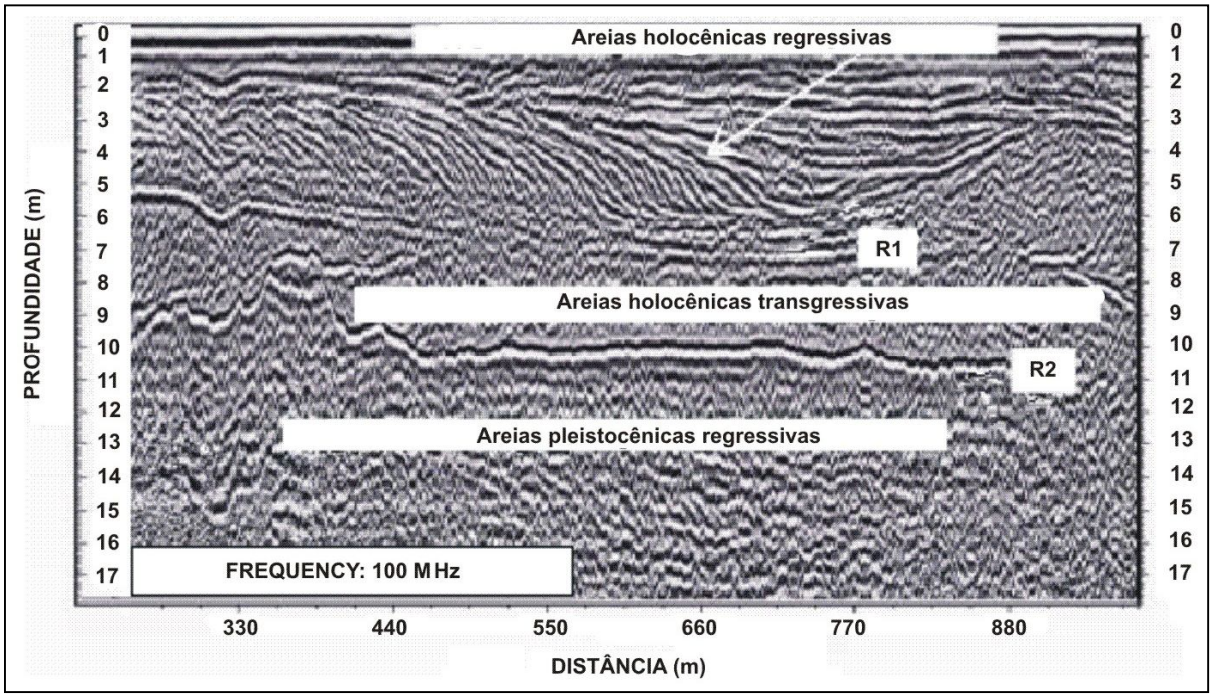



Figura 2.2: Seção de GPR (100 MHz) transversal a linha de costa na extremidade sudoeste da Ilha Comprida (Gandolfo *et al,.* 2001), com indicação das unidades reinterpretadas (Giannini *et al.,* 2009).

### 2.1.3. Clima e paleoclima

O clima exerce influência na formação e preservação de cordões litorâneos, dado o seu controle direto ou indireto sobre a cobertura vegetal, o transporte eólico, o nível de base de erosão e a manutenção das formas e depósitos sedimentares. Desse modo, o entendimento do clima atuante e do paleoclima que atuou na área de estudo é de grande importância no estudo da evolução sedimentar da Ilha Comprida.

Atualmente, o litoral sul paulista está sob influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), caracterizada por uma faixa semi-permanente, com direção NW-SE, de condensação e nebulosidade, que separa as regiões de domínio de massas de ar equatoriais e tropicais, ao norte, das dominadas por massas tropicais e polares, ao sul (Satyamurti *et al.,* 1998). A ZCAS coincide com o máximo alcance médio das frentes frias, resultado do encontro entre as massas de ar Tropical Atlântica e Polar. O clima da região é marcado por duas condições climáticas distintas: uma dá-se sob influência da massa de ar Tropical Atlântica, com ação de instabilidades e ventos alísios de NE, predominantemente no primeiro semestre do ano; a outra ocorre sob efeito da massa de ar polar, que se desloca para norte com trajetória predominantemente marítima no verão e continental no inverno, o que torna a ZCAS mais atuante no verão (Nimer, 1989; Nogués-Paegle & Mo, 1997). A serra do Mar exerce influência no clima regional na forma de precipitações orográficas Monteiro (1973).

Dentro deste quadro regional, o clima predominante da região do baixo rio Ribeira de Iguape é o Cfa (subtropical úmido) na classificação de Köppen, com umidade relativa média do ar acima de 80% e ausência de estação seca bem definida (Lepsch *et al.,* 1990). Com base no registro da estação meteorológica de Iguape (SIGRH, 2008), no período 1890-1977, a precipitação média anual é de 1645 mm. Já nas proximidades de Cananéia, junto à parte sul da Ilha Comprida, dados de registro da base do IOUSP indicam, para uma série temporal de 1956 a 1980 (Silva, 1984), uma pluviosidade média anual de 2269 mm. Como já observado por Geobrás (1966), o regime de chuvas em Cananéia é 38% mais intenso que em Iguape. A temperatura média no mesmo período, 20,7ºC ao ano, varia de 23,1ºC, no trimestre mais quente, a 17,7ºC, no mais frio. Os registros destas estações no decorrer do século passado sugerem tendência para elevação de precipitação, temperatura e pressão (Giannini *et al.* 2009).

Em termos paleoclimáticos, Cruz *et al.* (2006) propuseram para a Região Sul-Sudeste do Brasil, com base no registro isotópico de uma estalagmite de caverna em Botuverá (Santa Catarina) nos últimos 116 mil anos, a relação entre eventos de resfriamento global e intensificação das frentes frias, resultado de um incremento do gradiente de temperatura, entre baixas e médias-altas latitudes, conseqüência de variações na obliqüidade da órbita da Terra.

Já as variações na precipitação relacionam-se diretamente à atividade das monções vindas de NW, com maior insolação no hemisfério sul (Cruz *et al.,* 2007).

Ybert *et al.* (2003), com base na análise de sedimentos orgânicos (diatomáceas e conteúdo palinológico) na Fazendo Boa Vista, 15 km a NW de Iguape, apresentam uma reconstituição paleoambiental para a planície de Cananéia-Iguape nos últimos 4900 anos. Interpretando a variação do conteúdo micropaleontológico apenas em termos de vegetação e clima, sem levar em conta a dinâmica sedimentar, estes autores reconhecem cinco períodos distintos na evolução ambiental regional. No primeiro período, de 4900 a 3470 anos cal AP, a região teria sido ocupada por uma laguna de água salgada a salobra, evidenciada pela presença de diatomáceas marinhas. Essa laguna teria desaparecido em seguida, até 2750 anos cal AP, com a instalação de floresta tropical densa, sob clima levemente mais úmido que o anterior. No período de 2750 a 1300 anos cal AP, o clima local teria ficado mais seco, porém com manutenção da floresta. Uma significativa mudança é admitida de 1300 a 675 anos cal AP, quando o clima teria-se tornado mais úmido e a elevação do nível de água subterrânea teria ocasionado diminuição drástica de espécies arbóreas e transformação da região em um pântano de água doce. Desde esse último período até atualmente, o clima na região, segundo mesmos autores, teria-se tornado novamente menos úmido, com a volta da floresta de pântano.

### 2.1.4. Marés

A amplitude média de maré, medida na estação maregráfica de Cananéia, varia de 1,2m na sizígia a 0,25m na quadratura (Mesquita e Harari, 1983). Medidas na mesma estação, localizada junto à terminação sudoeste interior da Ilha Comprida (Harari *et al.,* 2004), permitem verificar uma elevação de nível médio do mar da ordem de 4 cm por década no período entre 1950 e 2000 (Giannini *et al.,* 2009).

### 2.1.5. Vento

Duas condições predominantes de vento ocorrem na região: uma sob a influência da massa de ar Tropical Atlântica, com ação de instabilidades e ventos alísios, predominantemente no verão, e outro sob efeito da massa de ar Polar (frentes frias), no inverno. No verão, período de tempo bom, os ventos sopram de E e ENE associados também a brisa noturna (terral) vinda de WSW (Geobrás, 1966). Associados às frentes frias estão

relacionados ventos de NW e NE, nas cavas pré-frontais, e ventos de S e SE, da ordem de 4,5 m/s, na cunha pré-frontal (Geobrás, 1966). Dados meteorológicos (de 1990 a 1999) indicam que as frentes frias são mais freqüentes e intensas no inverno (Seluchi & Marengo, 2000; Rodrigues *et al.*, 2004).

### 2.1.6. Ondas

Dois sistemas de trem de ondas são reconhecidos na área de estudo, ambos relacionados ao padrão de circulação atmosférica do Atlântico Sul. As ondas do quadrante NE associam-se aos ventos alísios, enquanto as vindas do quadrante SE se relacionam às frentes frias (Tessler, 1988). Dados de ondas coletados pela Geobrás (1966) e pelo Centro Tecnológico de Hidráulica da Universidade de São Paulo (CTH-USP, 1973) na ilha de Bom Abrigo, situada a SE da ponta sul da ilha Comprida, indicam predominância de alturas de onda (90%) entre 0,5 e 2m, sendo que, destas, 50% situam-se entre 1 e 1,5m. O período médio de ondas gerado durante a ação dos ventos mais freqüentes (SE) é de 8,8 +- 1 s (Geobrás, 1966). Tessler (1988), em observações realizadas em navio oceanográfico, confirmou as observações dos estudos anteriores e admitiu que os dois sistemas de ondas observados atuam por todo o litoral sul paulista, e não apenas nas proximidades da Ilha de Bom Abrigo.

Com base em observações em um trecho de 1 km de praia no centro-sul da Ilha Comprida, Karniol-Marquez (2007) concluiu que, para as ondas vindas de quadrantes de sul, as com até 1 m de altura atuam no processo de engorda da praia emersa, enquanto as maiores que 1,5 m exercem efeito erosivo. Já para as ondas vindas de leste, as com até 1 m têm papel erosivo e as com até 1,5 m, papel deposicional.

### 2.1.7. Padrão de circulação costeira

A comparação de fotos aéreas datadas de 1953 e 1962, bem como de um conjunto de cartas batimétricas levantadas entre os anos de 1882 e 1943, permitiram à Geobras (1966) reconstituir fases de evolução da Ilha Comprida nas desembocaduras de Icapara e de Cananéia. No mesmo trabalho, identificou-se tendência de crescimento da ilha rumo NE, com subseqüente erosão da ilha de Iguape na margem oposta do canal lagunar de Icapara (praia do Leste). O crescimento longitudinal médio da Ilha Comprida de 1882 a 2000 foi calculado em aproximadamente 27,5 m/ano por Nascimento *et al.* (2008).

Tessler & Furtado (1983), analisando carta náutica datada de 1969 e levantamentos aerofotogramétricos de 1962 e 1973, descreveram os estágios de crescimento de feições sedimentares, como pequenas ilhas e esporões, presentes nos canais lagunares do Mar de Cananéia e do Mar de Iguape. A partir disso, concluíram que a deposição dos sedimentos obedece a rumo preferencial coincidente com as correntes de maré geradas na vazante, excetuando-se o trecho entre o início do mar de Iguape e a desembocadura do Valo Grande, onde há redistribuição homogênea do material sedimentar, evidenciada pelo nítido crescimento bidirecional das feições sedimentares. Estes mesmos autores, mesmo sem medir a taxa histórica de crescimento destas feições, admitiram um "processo pronunciado de assoreamento dos canais lagunares".

Tessler (1988) verificou a coexistência de dois sistemas de ondas subordinados aos mecanismos gerais de circulação atmosférica da América do Sul, um para SW, associado aos ventos alísios, e outro para NW, relacionado a frentes frias. Estes sistemas seriam responsáveis pela geração de dois rumos opostos de correntes de deriva litorânea. O mesmo autor afirma ainda que ambos os rumos, paralelos, à linha de costa, individualmente ou somadas, poderiam ser responsáveis pela formação dos cordões litorâneos holocênicos da face externa da Ilha Comprida. A observação em fotos aéreas do desvio para NE de pequenas desembocaduras na face externa da Ilha Comprida, associada a padrões de variação de resultados texturais e composicionais dos sedimentos, sugerem transporte de deriva litorânea de SW para NE (Tessler, 1988). Esta interpretação vai ao encontro da feita previamente pela Geobrás (1966), que já admitia transporte de areias ao longo da praia da Ilha Comprida em ambos os sentidos, com predomínio do transporte para NE.

Souza (1997), com base em exame de fotos aéreas, dados de morfodinâmica de praia e granulometria, propõe um modelo mais complexo de circulação costeira para a região, no qual, apesar de ligeira predominância do transporte litorâneo para NE, haveria duas células de deriva litorânea, com zona de divergência (fornecimento) no setor centro-sul da ilha.

O padrão de crescimento dos cordões litorâneos da Ilha Comprida, concordante com o atual sentido predominante de transporte no litoral sul paulista, significa que, provavelmente, desde o máximo transgressivo holocênico, o rumo predominante de transporte já era esse (Tessler, 1988). Além disso, as análises sedimentológicas, realizadas longitudinalmente à costa, nos sedimentos arenosos regressivos da Formação Cananéia, dão indícios de que durante a fase de deposição desta formação as condições hidrodinâmicas eram muito semelhantes às atuais (Tessler, 1988).

Segundo Geobrás (1966) e Tessler (1988), a migração das desembocaduras de Icapara e de Ararapira não obedece ao sentido predominante da deriva litorânea e sim à dinâmica de meandramento do canal. De acordo com Mihály (1997), a migração da desembocadura de

Ararapira para SW ocorre por dinâmica semelhante a de meandramento de canal, mas com efeito do bloqueio por corrente de maré vazante (efeito molhe hidráulico), mesmo com deriva para NE. Com a deriva local predominante para SW, ocorre acúmulo de sedimentos na margem acrescionar da desemboradura.

Tanaka *et al.* (2005), Nascimento (2006), Nascimento *et al.* (2008) e Giannini *et al.* (2009) inferiram, com base no uso de parâmetros estatísticos da distribuição granulométrica segundo a regra de McLaren & Bowles (1985), duas células de deriva litorânea longitudinal principais. A célula localizada na porção nordeste da ilha abrange 53 km e possui rumo NE enquanto a localizada no sudoeste, com aproximadamente 10 km de extensão, possui rumo de deriva oposto, SW. Estes autores destacaram ainda que a zona de divergência entre as duas células de deriva caracteriza-se por erosão costeira mais intensa.

### 2.1.8. Curva de variação do nível relativo do mar

As curvas de variações do nível relativo do mar durante o Holoceno para a costa leste brasileira sofreram recentes revisões (Angulo & Lessa, 1997; Angulo *et al.,* 2006). O padrão mais aceito atualmente (Figura 2.3) indica suave declínio do nível do mar após o nível máximo holocênico de 2 a 3,5 m entre 7000 e 5000 anos cal AP. Os indicadores de oscilações de alta freqüência do NRM pós 5100 anos AP utilizados na construção de curvas pretéritas (Suguio *et al.*, 1976), situados na área de estudo, são dez amostras de conchas, incluindo sambaquis**,** e três de troncos e fragmentos vegetais (Martin & Suguio, 1975, 1976, 1978, Martin *et al.,* 1979, 1979/80; Suguio & Martin, 1978a; Suguio *et al.,* 1976, 1980). Todos esses indicadores foram revistos por Angulo *et al.* (2006), sendo oito dessas amostras consideradas como inconclusivas e apenas duas amostras indicativas de NRM maior que o atual. Esta re-interpretação contraria a idéia, originalmente aceita por aqueles autores, de dois momentos de NRM abaixo do atual no decorrer dos últimos 5000 anos.

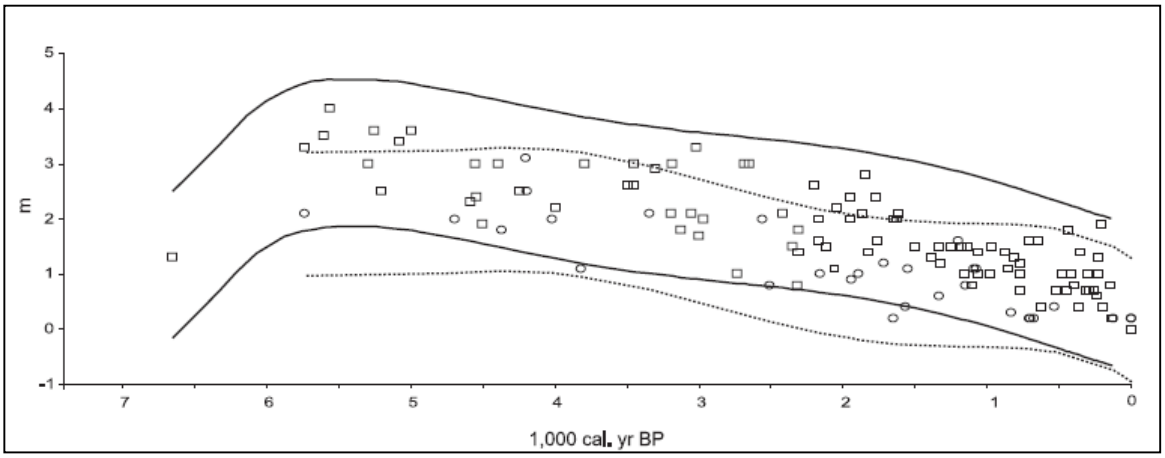



Figura 2.3: Envelope da curva do nível relativo do mar para a costa brasileira acima da latitude 28 (linha contínua e quadrados) e abaixo da latitude 28 (linha pontilhada e círculos), segundo Angulo *et al.* (2006)

### 2.1.9. Evolução sedimentar da Ilha Comprida

O primeiro modelo de formação e evolução da Ilha Comprida foi proposto pela Geobrás (1966), dividido em seis etapas (Figura 2.4). A "fase inicial" corresponde a captura de drenagem na planície costeira, com a formação da Ilha Comprida e da Ilha de Cananéia. Segue-se a "1ª fase", marcada pelo alargamento dos leitos dos cursos de água. O crescimento da ilha para NE é característico da "2ª fase". A "3ª fase" corresponde ao encontro da Ilha Comprida com os morros de Iguape, quando se inicia a engorda da ilha. Esta engorda continua na "4ª fase", até o contorno do morro do Pinheiro pela barreira arenosa. Na "fase atual", após vencer o último obstáculo, representado pelo morro de Icapara, a Ilha Comprida passa a ter caminho livre em direção à barra do rio Ribeira de Iguape. Esse crescimento final foi, de acordo com os autores, acelerado pela abertura do Valo Grande.

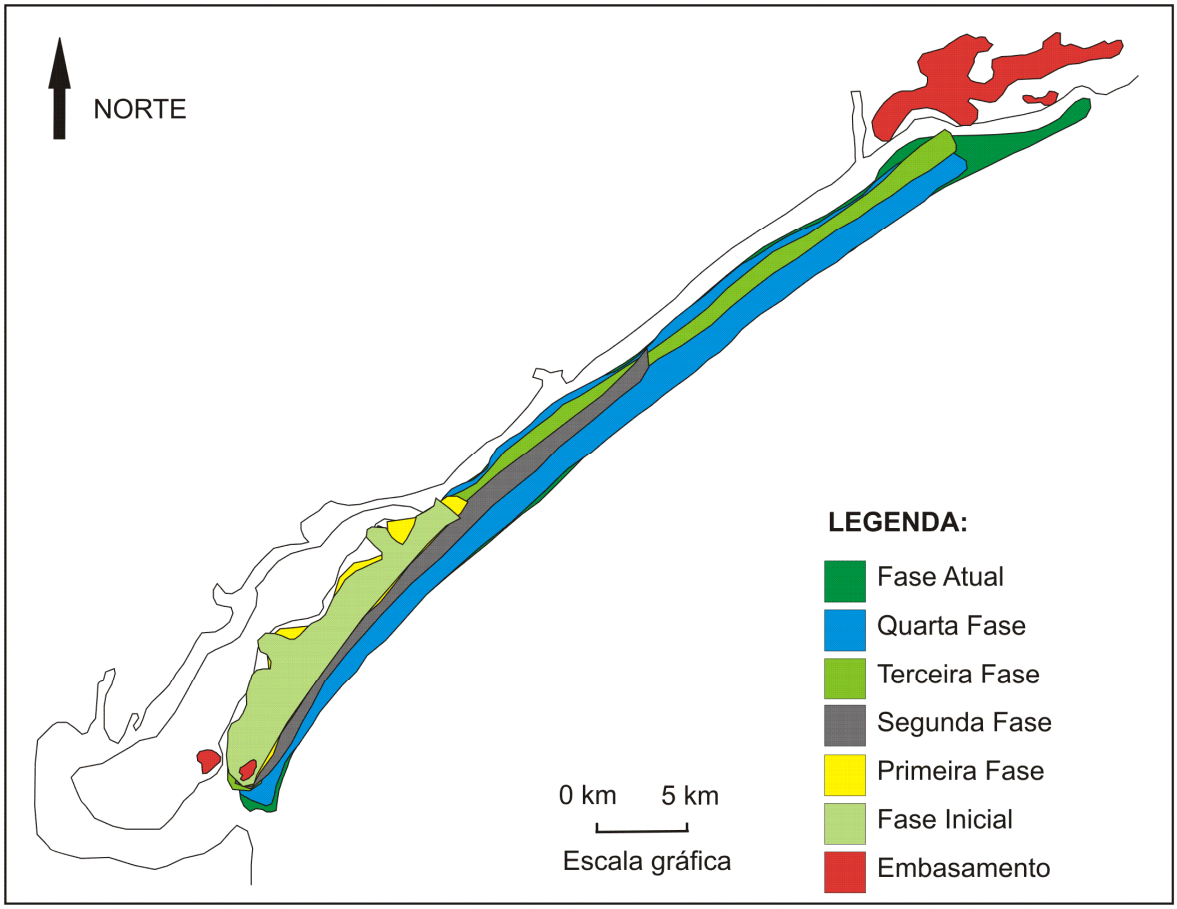



Figura 2.4: Modelo de evolução da Ilha Comprida, modificado de Geobrás (1966).

Suguio & Martin (1978a) adotam um modelo geral para explicar a evolução da planície costeira de Cananéia-Iguape ao longo de cinco fases ou estádios. O primeiro estádio corresponde à deposição de argilas arenosas transicionais e areias marinhas transgressivas da Formação Cananéia sobre a Formação Pariqüera-Açu, por volta de 120.000 anos A.P.. O segundo estádio compreende o período de regressão subseqüente, com a formação de cordões litorâneos no topo da Formação Cananéia. Durante o terceiro estádio, com NRM mais baixo que o atual (até -130m), a Formação Cananéia teria sido profundamente erodida, com a incisão de vales. No quarto estádio, a Transgressão Santos (pós-glacial) afoga parte da planície e forma um extenso sistema de lagunas; os autores admitem ainda a erosão (decapitação) das partes mais altas da Formação Cananéia, que assim teriam servido de área fonte secundária para os depósitos marinhos holocênicos. O quinto estádio corresponde à formação de várias gerações de cristais praiais holocênicas na Ilha Comprida e ao fechamento e assoreamento gradual da paleolaguna.

No contexto desse modelo geral, Martin & Suguio (1978) interpretaram a Ilha Comprida como uma ilha-barreira relacionada às variações do NRM no Quaternário e propuseram-lhe esquema evolutivo durante o Holoceno (Figura 2.5). Segundo esses autores, no máximo da "Transgressão Santos" (há 5100 anos A.P.), o mar erodiu e rebaixou parte da Formação Cananéia na região e assim formou uma "ilha primitiva". Com o posterior abaixamento do NRM, formou-se uma sucessão de cordões litorâneos encurvados rumo NE, resultantes do crescimento da ilha neste rumo. Concomitante a este crescimento longitudinal da ilha, ocorreria também, segundo mesmos autores, a adição de cristas praiais paralelas à linha de costa atual. Entretanto, essa sucessão de cordões litorâneos teria sido parcialmente erodida em um segundo pico de NRM por eles suposto, em 3500 anos A.P., após o qual, com o rebaixamento do NRM para o nível atual, a Ilha Comprida sofreria nova adição de cristas praiais paralelas à linha de costa. O suposto hiato entre as duas gerações de cordões litorâneos seria marcado por um baixo terraço com cerca de 100m de largura encontrado por quase toda a extensão da ilha (Barcelos, 1975; Martin & Suguio, 1978).

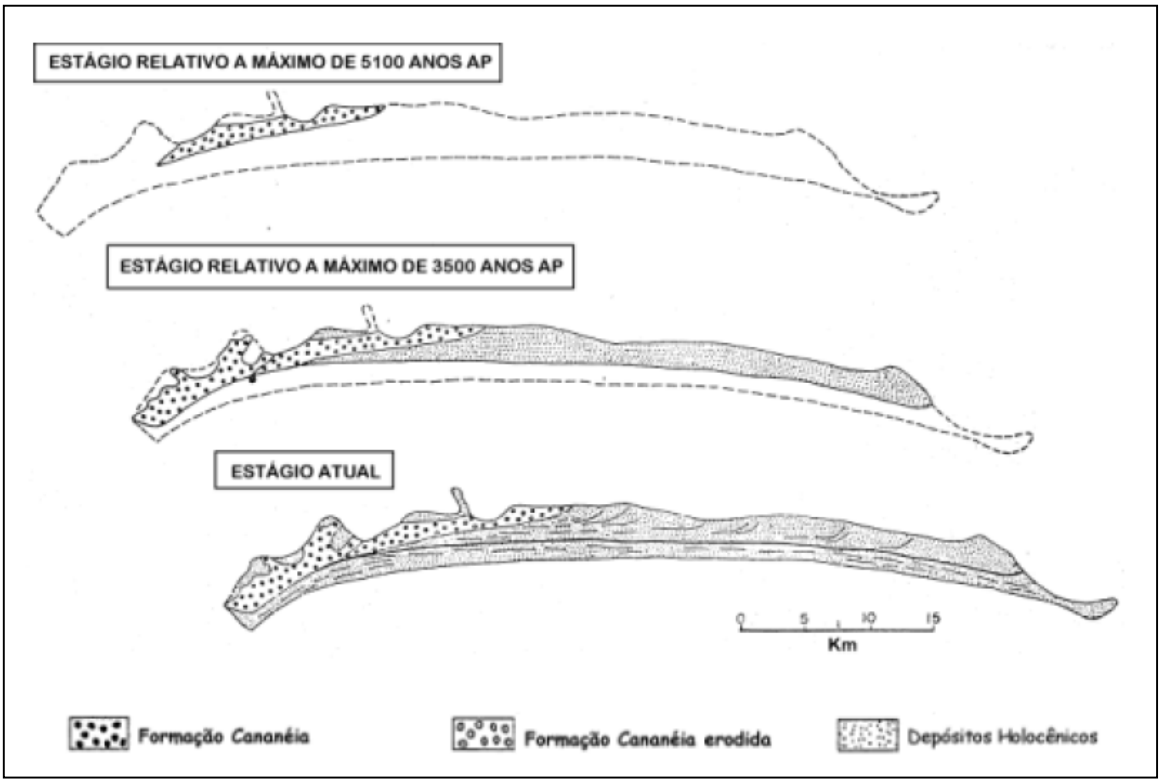


Figura 2.5: Modelo evolutivo da Ilha Comprida, segundo Martin & Suguio (1978)

Com base em fotointerpretação, Guedes (2003) e Giannini *et al.* (2003a, 2009) propõem um modelo evolutivo para a Ilha Comprida durante o Holoceno, dividido em quatro fases, ao longo das quais duas componentes de crescimento, uma longitudinal e outra transversal, se

alternaram em importância relativa (Figura 2.6). Na primeira fase, predominou o crescimento para NE, pela adição de cordões litorâneos curvados para esse rumo, com componente de engorda rumo SE bastante pronunciado (tempos 1 a 3). A fase seguinte caracterizou-se pelo crescimento mais acentuado para NE, o que tornou subordinada a componente de engorda da ilha (tempos 4 a 6). Na terceira fase, o crescimento para NE teria sido temporariamente interrompido pelo morro de Icapara, que funcionou como obstáculo para a corrente de deriva litorânea longitudinal, conforme já aventado por Geobras (1966), e assim ocasionou fase dominada por engorda (tempo 7). Na quarta fase, o alargamento da ilha atingiu o ponto em que o morro de Icapara não mais funcionava como obstáculo para a corrente de deriva litorânea longitudinal. A barreira retomou assim seu crescimento rumo NE, como pode ser observado hoje em dia com a migração da desembocadura de Icapara (tempo 8). É possível ainda aventar uma fase zero correspondente à formação da barreira transgressiva, da qual não se conhece de modo seguro, porém, registro em superfície (Giannini *et al.,* 2003a, 2009).

Figura 2.6: Modelo de evolução da Ilha Comprida baseado em fotointerpretação, segundo Guedes (2003) e Giannini *et al.* (2003a).

### 2.1.10. Granulometria

Análises granulométricas sempre serviram de apoio aos estudos realizados na Ilha Comprida (Geobrás, 1966; Barcelos, 1975; Landim *et al.*, 1977; Suguio & Barcelos 1978; Landim & Castro, 1981; Tessler, 1982; Tessler, 1988; Guedes, 2003b; Giannini *et al.* 2003b, 2009; Nascimento *et al.* 2005; Tanaka *et al.* 2005; Nascimento, 2006). Nos trabalhos mais antigos (Barcelos, 1975; Landim *et al.*, 1977; Landim & Castro, 1981), testes estatísticos (análise discriminante, $D^2$ de Mahalanobis) foram aplicados com a finalidade de identificar assinaturas granulométricas dos processos sedimentares atuantes. Landim *et al.* (1977), por exemplo, a partir da aplicação do $D^2$ de Mahalanobis, concluíram que os sedimentos eólicos possuem menor variabilidade se comparados aos sedimentos de praia e laguna. Entretanto, a malha de amostragem adotada por estes autores, para os diferentes tipos de sedimento, não teve a mesma distribuição espacial: sedimentos eólicos foram amostrados somente no nordeste da ilha, em contraste a sedimentos lagunares e praiais, coletados ao longo de toda sua extensão. Considerada a tendência regional de sedimentos mais finos e melhor selecionados para NE, esta malha de amostragem introduziu um viés, o que invalida a conclusão dos autores. Este afinamento e selecionamento para NE foi observado em quase todos os trabalhos envolvendo análise granulométrica na Ilha Comprida (Tessler, 1988; Guedes, 2003; Giannini *et al.* 2003b, 2009; Nascimento *et al.* 2005; Tanaka *et al.* 2005; Nascimento, 2006) e caracterizado com maior detalhe, nos sedimentos de praia atual, por Nascimento (2006). Com base nos critérios granulométricos de inferência de rumo de transporte sedimentar de McLaren & Bowles (1985), este autor supôs a existência de duas células de deriva litorânea com padrão de variação “mais fino e melhor selecionado”, estando a divergência das células localizada no centro-sul da ilha.

### 2.1.11. Minerais pesados

Estudos sobre minerais pesados na região de Cananéia-Iguape já foram realizados por diversos autores como Petri e Suguio (1973), Barcelos (1975), Suguio & Barcelos (1978), Tessler (1982, 1988), Guedes (2003), Giannini *et al.* (2003b, 2009) e Nascimento (2006) e utilizados principalmente para proveniência sedimentar com base nos tipos minerais encontrados.

Petri e Suguio (1973) correlacionaram a assembléia de minerais pesados da região de Cananéia-Iguape com a associação reconhecida por Petri & Suguio (1969) em rochas

metasedimentares proterozóicas do Grupo Açungui. A abundância em ordem decrescente dos minerais reconhecidos pelos autores foi: clorita, turmalina, apatita, zircão, sillimanita e rutilo.

Barcelos (1975) e Suguio & Barcelos (1978) associaram como fonte primária dos sedimentos dos “diversos ambientes deposicionais” da Ilha Comprida, além das rochas metassedimentares do Supergrupo Açungui, os gnaisses, migmatitos e granitos do Complexo Cristalino. Segundo o autor, o Supergrupo Açungui reuniria as fontes principais de cianita, estaurolita e sillimanita, enquanto turmalina, hornblenda, epídoto, zircão, rutilo, titanita, hiperstênio, monazita e apatita teriam como principal origem o Complexo Costeiro.

Tessler (1982) também cita como fontes primárias de suprimento de sedimentos para a área as rochas do Complexo Costeiro e as rochas metassedimentares do Supergrupo Açungui. Entretanto, o autor destaca a ocorrência de distintos graus de arredondamento, para um mesmo mineral, o que indicaria graus de transporte e retrabalhamento diversos e mascararia o grau de contribuição de cada uma das fontes.

Mesmo autor, mais tarde (Tessler 1988), reconhece que os sedimentos atuais da região litorânea seriam influenciados também por áreas fontes submersas situadas na plataforma continental, cujos sedimentos relíquias da cobertura sedimentar de fundo seriam remobilizados. De acordo com sua proposta, andaluzita, cianita e estaurolita seriam preferencialmente provenientes da plataforma continental, enquanto epídoto, granada, hornblenda, rutilo, sillimanita, turmalina e zircão teriam sua derivação primária a partir das rochas aflorantes no Complexo Costeiro localizado à retaguarda da planície litorânea.

Ainda de acordo com Tessler (1988), ocorre tendência para a ocorrência de minerais pesados mais estáveis na porção sudoeste da Ilha Comprida e de minerais pesados mais instáveis, com destaque para hornblenda, na porção nordeste, estes tendo como fonte a desembocadura do rio Ribeira de Iguape.

A assembléia de minerais pesados reconhecida por Guedes (2003) e Giannini *et al.* (2003b, 2009) na fração areia muito fina é constituída, em ordem decrescente de abundância, por: turmalina, epídoto, zircão, hornblenda, rutilo, cianita, estaurolita, sillimanita e tremolita. Com menor freqüência, e muito menos abundantes, também são encontrados granada, clinopiroxênio e titanita. Os autores também destacam a tendência de queda do índice ZTR rumo NE, para o que propõem pelo menos duas explicações. A primeira, baseada na variação de mineralogia ao longo da praia atual, evoca o aporte de sedimentos fluviais relativamente imaturos pela desembocadura do rio Ribeira de Iguape, posicionada junto à terminação nordeste da ilha. A segunda explicação baseia-se no fato de que os cordões se tornam cada vez mais novos rumo NE. Desse modo, as areias da parte sudoeste da ilha seriam mais afetadas pela dissolução pós-deposicional e pelo efeito de enriquecimento residual da assembléia em minerais ultraestáveis.

Segundo Nascimento (2006) e Nascimento *et al.* (2008), a assembléia de minerais pesados do sistema praia - duna frontal da Ilha Comprida é representada, em ordem decrescente de abundância, por: epídoto, turmalina, hornblenda, zircão, estaurolita, rutilo, sillimanita, cianita, andaluzita, hiperstênio e granada. A queda do índice ZTR tanto na praia como nas dunas frontais rumo NE foi explicada tanto pelo transporte diferenciado, por questões de equivalência hidráulica, como por aporte renovado, enriquecido em hornblenda, via desembocadura de Icapara.

De forma geral, os estudos realizados na região encontraram uma assembléia de minerais pesados bastante semelhante, com pequenas variações nos componentes menores (Tabela 2.1). Merece destaque o reconhecimento, por diversos autores, de queda da maturidade mineralógica (índice ZTR) para NE, tanto na praia e dunas como nos cordões internos da ilha.

Tabela 2.1: Tabela dos minerais pesados encontrados por diferentes autores na região da Ilha Comprida. X: mineral abundante; TR: mineral traço.

| Minerais\Autores | Petri & Suguio (1973) | Barcelos (1975) | Tessler (1988) Praia e Planície | Tessler (1988) Plataforma Interna | Guedes (2003) | Nascimento Jr. (2006) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Anatásio | | TR | TR | TR | | |
| Andaluzita | | TR | TR | TR | | x |
| Apatita | x | TR | | | | |
| Cianita | | x | TR | TR | x | x |
| Clinopiroxênio | | | | TR | TR | TR |
| Clorita | x | | | | | |
| Dumortierita | | TR | | | | |
| Epídoto | | x | x | x | x | x |
| Estaurolita | | x | x | x | x | x |
| Granada | | | TR | x | TR | x |
| Hiperstênio | | TR | TR | TR | | x |
| Horblenda | | x | x | x | x | x |
| Monazita | | | TR | TR | | TR |
| Perowskita | | | TR | TR | | |
| Rutilo | x | x | x | x | x | x |
| Sillimanita | x | x | TR | TR | x | x |
| Titanita | | TR | TR | TR | TR | |
| Tremolita | | TR | TR | TR | | TR |
| Turmalina | x | x | x | x | x | x |
| Zircão | x | x | x | x | x | x |

### 2.1.12. Datações pretéritas na região de estudo

A cronologia da evolução da Ilha Comprida tem sido obtida por datação $^{14}C$ em conchas de sambaquis (Suguio & Martin, 1978a) e em troncos *in situ* (Suguio *et al.,* 1976; Giannini *et al.*, 2003a) e também por técnicas baseadas em luminescência (Suguio *et al.*, 1999, 2003; Guedes,

2003). As idades $^{14}C$ apresentadas na literatura para a Ilha Comprida são todas holocênicas. Já as idades obtidas por termoluminescência (TL) e luminescência opticamente estimulada (LOE) posicionam-se, em sua maioria, no Pleistoceno tardio, muitas vezes coincidindo com o último máximo glacial. A inconsistência dessas datações pleistocênicas é demonstrada pela comparação tanto com as idades $^{14}C$, como com as curvas de variação do nível relativo do mar mais aceitas para a costa brasileira (Suguio *et al.*, 1976; Suguio & Martin, 1978a; Correa, 1996; Angulo *et al.*, 2006).

Suguio *et al.* (1999), a partir de datações por TL, definiram as atividades eólicas mais importantes da ilha como holocênicas, e separaram-nas em duas fases principais, uma anterior ao estágio de culminação do nível do mar holocênico em aproximadamente 5100 anos A.P., e outra após a nova fase de elevação do nível do mar, por eles admitida em, aproximadamente, 3500 anos A.P.. Com base nessas datações, os autores identificaram uma tendência de aceleração na velocidade de crescimento da ilha nos últimos 3000 a 2000 anos. Entretanto esses dados entram em contradição com o modelo de evolução da ilha admitido pelos autores. Como as paleodunas datadas ocorrem restritas à faixa correspondente aos 200m mais externos da ilha, as idades obtidas (várias delas superiores a 5100 A.P.) permitem interpretar que a Ilha Comprida, em quase sua totalidade, é mais antiga que o máximo NRM holocênico. Assim, os dados de Suguio *et al.* (1999) aparentemente contrariam a suposição de uma segunda fase de regressão após 3500 anos AP, admitida por Martin & Suguio (1978). Pelo mesmo motivo, contrariam também a idéia de aceleração do crescimento da ilha nos últimos 3000 a 2000 anos.

Oito datações pelo método TL foram utilizadas, por Suguio *et al.* (2003), como meio para distinguir as formações Cananéia e Ilha Comprida no sudoeste da ilha, uma vez que critérios de campo (geomofológicos e litológicos) não se mostraram conclusivos nesta área. Ela corresponde a porção da ilha interpretada por Martin & Suguio (1978) como de Formação Cananéia anomalamente baixa (decapitada por erosão marinha, na transgressão holocênica). As amostras, duas de escavações rasas e duas de falésias naturais, apresentaram idades entre 84 e 15 mil anos A.P., correlacionáveis a parte do estágio intergracial Riss-Würm e ao estágio glacial Würm quando o nível do mar estava abaixo do atual, portanto incompatíveis com evidências de campo.

Guedes (2003) utilizou duas técnicas de datação por luminescência na Ilha Comprida: TL de quartzo e LOE de feldspato. As idades TL apresentaram valores acima do esperado: numa comparação com idades $^{14}C$ em mesmo afloramento, a idade TL chegou a atingir valor dez vezes superior à idade $^{14}C$ de tronco *in situ*. Já as idades LOE obtidas por mesmo autor, parte delas também apresentadas por Giannini *et al.* (2009), atingiram ordem de grandeza compatível com o modelo de evolução da Ilha Comprida. Mesmo assim, o conjunto de

resultados LOE possui inconsistências internas como, por exemplo, idades de cordões praiais mais próximos à praia mais velhas que de cordões praiais mais internos (Guedes 2003).

As datações por luminescência têm apresentado diversos problemas interpretativos na região, tanto geológicos como mesmo lógicos. É provável que as técnicas de TL de quartzo e LOE de feldspato utilizadas não tenham sido as mais adequadas para os sedimentos da região; desse modo, os resultados apresentados em Suguio *et al.* (1999, 2003), Guedes (2003) e Giannini *et al.* (2009) devem ser considerados com ressalvas. Protocolo analítico de análise LOE mais recente e aplicado com sucesso pelo mundo, o *Single-Aliquot Regenerative-Dose* (SAR) proposto por Murray & Wintle (2000) e revisto por Wintle & Murray (2006), foi utilizado nessa Dissertação. Os resultados obtidos, já publicados em Sawakuchi *et al.* (2008), são lógicos e geologicamente coerentes.

## *2.2. Classificação de dunas eólicas costeiras*

A classificação de dunas eólicas direcionada especificamente para contextos costeiros, e baseada sobretudo em critérios morfológicos e de cobertura vegetal, sofreu sua fase de maior incremento a partir da década de 1980 (Short & Hesp, 1982; Hesp, 1983; Hesp, 1988).

De acordo com Hesp (2000), os depósitos eólicos costeiros podem ser classificados em quatro grandes tipos: dunas frontais, rupturas de deflação (*blowouts*), dunas parabólicas e campos de dunas transgressivos.

Dunas frontais são depósitos formados no pós-praia (Hesp 1983, 1988, 2000) ou mesmo na antepraia superior (Giannini *et al.,* 2005; Martinho *et al.*, 2006), como resultado da retenção de areia costeira pela vegetação pioneira. Podem ser sub-classificadas em incipientes ou estabelecidas (Hesp, 1983), de acordo com sua altura, complexidade morfológica e diversidade de cobertura vegetal. As dunas frontais incipientes podem ser ainda morfologicamente subdivididas em cordões, terraços ou rampas. Já as dunas frontais estabelecidas, segundo Hesp (1988), podem ser subdivididas em cinco estágios, 1 a 5, em ordem de erosão crescente.

Rupturas de deflação (*blowouts*) são feições mistas (erosivo-deposicionais), geradas por retirada, via deflação e redeposição local pelo vento, de depósitos arenosos preexistentes, dunas frontais ou cristas praiais (Giannini *et al.*, 2005). A ruptura faz-se através da produção de bacia deflacionar, delimitada por paredes erosivas subparalelas que se fecham, rumo sotavento, em lobos deposicionais em forma de U, com faces de avalancha (Hesp 2000, Martinho *et al.* 2003, 2006).

Dunas parabólicas, termo introduzido por Steenstrüp (1894 *apud* Howell, 1960), são caracterizadas por apresentar geometria, em planta, em U ou V, com convexidade voltada para sotavento. Compostas basicamente pelos mesmos elementos da ruptura de deflação, da qual diferem pelo maior alongamento das paredes, em forma de rastro linear residual, têm sua evolução ligada às próprias rupturas de deflação.

Campo de dunas transgressivo, termo introduzido por Gardner (1955), corresponde a depósitos de areia eólica de grande escala, em movimento rumo ao interior, ou mais raramente, subparalelo à costa (Giannini *et al.*, 2005; Martinho *et al.*, 2006). Possuem desde centenas de metros até vários quilômetros de extensão e contêm, invariavelmente, cordões de precipitação e/ou dunas de orientação transversal ao vento efetivo, com crista linear, em meia lua ou sinuosa (Giannini, 2007).

Os quatro grandes tipos de depósitos eólicos propostos por Hesp (2000) têm caráter abrangente, e são portanto bastante úteis em abordagens mais generalistas. Abordagens mais detalhadas, baseadas no grau de influência morfodinâmica da vegetação foram propostas por Giannini *et al.* (2005), Martinho *et al.* (2006) e Giannini (2007). A proposta de Giannini (2007), adotada nesta pesquisa de Mestrado, abrange, além de três tipos fundamentais (dunas frontais, rupturas de deflação (*blowouts*) e dunas parabólicas) destacados por Hesp (2000), as seguintes classes e definições de feições eólicas com vegetação:

Rastros lineares residuais: Resultado da fixação, por vegetação, de braços alongados de dunas parabólicas ou das terminações de dunas barcanas e cadeias barcanóides parabolizados de campos de dunas livres, deixados para trás à medida que as dunas migram.

Retrocordões: Cordões depositados por ventos reversos, em meio a vegetação da planície deflacionar, na margem barlavento de campos de dunas livres.

*Nebkhas*: Montículos de areia depositados em meio a vegetação

Planícies interdunas: Áreas aproximadamente planas situadas entre dunas, comumente transversais ou barcanóides, onde a deflação predomina sobre a deposição eólica e onde processos deposicionais não eólicos são bastante atuantes.

Montes residuais: Morrotes remanescentes da erosão de um depósito eólico. Possuem vegetação densa a sotavento, com indícios de deposição de areia, enquanto a barlavento apresentam aspecto predominantemente erosivo.

Cordões de precipitação: Depósitos de forma cônica e alongada localizados ao longo das margens laterais e, às vezes, frontais, dos campos de dunas livres.

O mesmo autor descreve os elementos morfológicos sem vegetação da seguinte maneira:

Franjas de areia eólica: Sedimentos incoesos depositados pelo vento, sob a forma de lençol ou rampa de espessura até decimétrica, aos pés das dunas frontais ou escarpas costeiras.

Protodunas: Formas de leito eólicas de geometria dômica ou transversal ao vento efetivo, com até poucos metros de altura e sem face de avalancha.

Dunas transversais: Megaformas de leito com crista linear aproximadamente retilínea, de orientação mais ou menos perpendicular ao vento efetivo.

Cadeias barcanóides: Conjuntos de dunas barcanas lateralmente coalescidas, com crista sinuosa transversal ao vento efetivo.

Extensões lineares: Depósitos eólicos de crista linear, orientados subparalelamente ao vento efetivo, anexados à porção côncava e mais alta da cadeia barcanóide.

Depressões interdunas: Zonas de perfil ligeiramente côncavo para cima, situadas entre o costado de uma duna e a frente da duna à retaguarda.

Lobos deposicionais: Frentes de avanço principais dos campos de dunas, com formato parabólico, que migram, sobre terreno vegetado ou rochoso, no rumo do vento efetivo.

## *2.3. Cordões litorâneos*

### 2.3.1. Nomenclatura

A denominação cordão litorâneo tem sido utilizada de forma genérica para englobar os termos em inglês *beach ridge, berm ridge e dune ridge*, estes com conotação genética específica. Assim, o termo cordão é a tradução mais usual para *ridge*, que possui conotação morfológica de feição positiva, estreita e alongada. Na língua inglesa, por não existir um termo genérico comparável a cordão litorâneo, muitos estudos nomeiam como *beach ridge* feições que nem sempre tem origem praial, o que levou a diversas revisões sobre o tema e a terminologia relacionada (Tanner, 1995; Taylor & Stone, 1996; Otvos, 2000 e Hesp *et al.*, 2005).

Nesses trabalhos de revisão, duas linhas de pensamento predominam. A primeira, mais generalista (Tanner, 1995; Taylor & Stone, 1996; Otvos, 2000), utiliza o termo *beach ridge* tanto para as feições formadas por onda como para as geradas por vento, e considera as dunas frontais como “decoração” nas cristas de praia. Otvos (2000), por exemplo, define *beach ridges* como formas de relevo relíquias, semi-paralelas, construídas por ondas e/ou vento nas zonas de inter e supra-marés. A segunda linha de pensamento, exemplificada em Hesp *et al.* (2005), considera *beach ridges* como passíveis de serem distintas morfologicamente e geneticamente de bermas (*berm ridge*) e dunas frontais (*dune ridge*). *Beach ridges* são redefinidos por esses autores como depósitos integralmente formados por ondas, na maioria das vezes sob

condições de alta energia e/ou nível de água elevado (*e.g.*: elevação instantânea do nível do mar durante tempestades).

Na língua portuguesa, registra-se com freqüência o uso de termos de conotação genérica, como cordões litorâneos e, em trabalhos mais antigos ou de cunho geográfico, restingas ou planícies de restinga (Lamego, 1940). Cristas de praias, cristas praiais, cordões dunares, antedunas e dunas frontais são termos com conotação genética específica utilizados em diversos trabalhos sobre a costa brasileira (Bigarella, 1946; Flexor *et al.*, 1984; Suguio & Tessler, 1984).

Por serem inicialmente reconhecidos de modo indireto, via fotos aéreas e imagens de satélite, torna-se difícil atribuir processo ou agente específico (ondas, vento) para a formação dos cordões litorâneos em trabalhos pioneiros sobre dada região costeira. Dessa forma, quando ainda não são reconhecidos os processos envolvidos na formação dos cordões, é preferível denominá-los de cordões litorâneos. Entretanto, quando for possível inferir seus processos formadores, pode-se utilizar denominações mais específicas: cordões praiais, quando se tratar de deposição somente subaquosa, ou cordões dunares, quando processos eólicos estiverem registrados na feição.

### 2.3.2. Gênese

A grande maioria dos modelos de gênese de cordões litorâneos adota o mecanismo de erosão e deposição (*cut-and-fill*) proposto por Davies (1957), segundo o qual mudanças na energia e/ou orientação das ondas durante tempestades ocasionariam erosão no prisma subaéreo (pós-praia e/ou antepraia superior), enquanto que períodos de tempo bom favoreceriam deposição. Não existe consenso, porém, sobre a feição nucleadora dos cordões, que seriam bermas, segundo alguns (Davies, 1957; Bird, 1960), ou dunas frontais colonizadas pela vegetação pioneira, segundo outros (Mckenzie, 1958; Hesp, 2002). Além disso, alguns autores (Tanner, 1995; Hesp, 2002) consideram que nem todos os cordões litorâneos requerem o processo de erosão e deposição descrito por Davies (1957).

Os modelos de gênese de cordões litorâneos descritos na literatura estão intimamente ligados ao tipo de processo ou agente formador (ondas ou ventos). Tanner (1995), por exemplo, separa os cordões litorâneos em quatro categorias: construído por ondas (*swash-built*); residual de decantação (*settling lag*); eólico (*eolian*); e de tempestade (*storm surge*). Nos dois primeiros tipos, a sucessão de cristas e calhas teria origem em pequenas variações do NRM (da ordem de 5 a 30 cm), com a calha representando o NRM mais baixo. Segundo o autor, esses tipos de cordões litorâneos organizam-se em grupos de 5 a 25 cordões, com cada grupo desnivelado de 0,5 a 2 m entre si. Cada grupo de cordão litorâneo representaria um

intervalo de tempo de 30 a 60 anos. O modelo de Tanner (1995) é genérico, supostamente baseado em cordões de diferentes regiões, inclusive o Brasil, e dispensa ênfase à questão da periodicidade.

A origem por ondas também é invocada por Taylor & Stone (1996). Estes autores afirmam que os cordões litorâneos são formados principalmente por alternância entre ondas de alta e baixa energia. Origem por modos alternativos como emersão de barras submersas ou combinação de ventos e ondas também são citados. De forma geral, os autores indicam duas condições básicas para a formação dos cordões: abundância de sedimentos e baixo gradiente da plataforma. No modelo conceitual por eles proposto (Figura 2.7), as variações no NRM e no gradiente da plataforma influem na disponibilidade de sedimentos para a formação de cordões litorâneos e dunas frontais. De acordo com esse modelo, geração de cristas praiais é favorecida por baixo gradiente da plataforma enquanto dunas frontais seriam favorecidas por incremento deste gradiente; nesta condição, haveria diminuição dos bancos de areia submersos, e conseqüentemente redução do transporte de sedimento da plataforma para a praia.

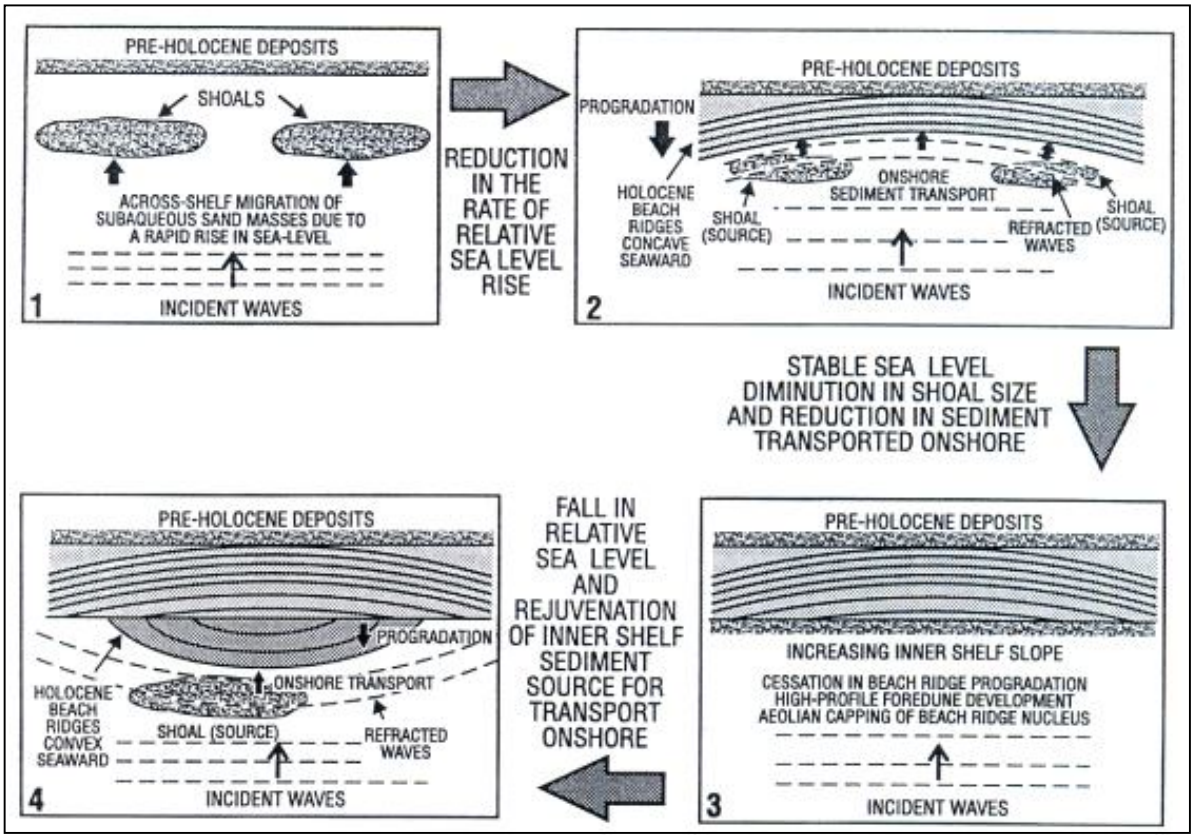


Figura 2.7: Modelo conceitual para desenvolvimento de cordões litorâneos, segundo Taylor & Stone (1996).

Importância para os modelos de cordões litorâneos formados pelo vento é dada por Hesp (1984, 2002) e Hesp *et al.* (2005), em contraposição a autores que consideram as dunas frontais apenas como uma decoração nos cordões litorâneos. De acordo com o modelo proposto por Hesp (1984, 2002) e Hesp *et al.* (2005), não seria necessária uma nucleação por berma ou cordão praial para as dunas frontais se posicionarem paralelamente à praia, a própria nucleação de depósitos eólicos pela vegetação provocaria o alinhamento de cordões dunares.

Os diversos modelos de gênese de cordões litorâneos divergem com relação aos processos formadores, principalmente por terem sido concebidos em estudos de casos específicos. Não há um modelo único, que tente sintetizar os fatores controladores de feições morfológicas semelhantes nos diferentes tipos de costas progradantes.

O reconhecimento das fácies sedimentares e, conseqüentemente, dos processos atuantes durante a deposição são fundamentais para o entendimento da morfologia e gênese dos cordões litorâneos. Pelo princípio do atualismo, é possível correlacionar as fácies e formas, observadas em cordões antigos, com os processos atuantes no sistema praia-duna atual. Esta correlação deve ser feita com a devida cautela, uma vez que estes processos podem ter atuado no passado com intensidades relativas e freqüências diferentes das do presente.

## *2.4. Minerais pesados*

A análise de minerais pesados (com densidade acima de 2,8 g/cm3) é um importante instrumento na caracterização de rochas sedimentares e sedimentos recentes. Amplamente utilizada para investigação de proveniência sedimentar (Morton & Hallworth, 1994), tem sido aplicada também, em estudos do Quaternário do Brasil, para fornecer informações sobre a idade relativa de sedimentos (Giannini, 1987, 1993; Giannini & Suguio, 1994; Angulo *et al.*, 1994, 1996; De Mio & Giannini, 1997; Giannini *et al.*, 1997; Lessa *et al.* 2000) e a dinâmica sedimentar de sistemas deposicionais recentes (Tessler, 1982; 1988; Giannini 1987, 1993; Giannini *et al.* 2004).

### 2.4.1. Processos controladores da assembléia

Estudos sobre a importância dos diferentes processos que condicionam a composição da assembléia de minerais pesados têm sido desenvolvidos desde pelo menos a primeira metade do século passado (Pettijohn, 1941; Dryden & Dryden, 1946; Allen, 1948; van Andel, 1959; Morton & Hallsworth, 1999). A assembléia de minerais pesados presentes em arenitos é controlada, segundo Morton & Hallsworth (1999), por uma série de fatores: rocha fonte;

intemperismo atuante na área fonte; abrasão mecânica durante o transporte sedimentar; intemperismo na estocagem sedimentar temporária (por exemplo, planícies aluviais); processos hidráulicos no transporte e deposição final; diagênese; e finalmente, após soerguimento e erosão, nova fase de intemperismo, agora atuante no afloramento de rocha (Figura 2.8). Como se pode perceber, os autores incluem nessa lista de fatores um mesmo tipo de processo (intemperismo, por exemplo), atuando em fases distintas da história sedimentar. Por conta disso, se forem excluídas as recorrências de mecanismo em fases diferentes, reduzem-se a quatro os processos principais: intemperismo, abrasão mecânica, seleção hidráulica e diagênese. A rocha fonte é outra variável controladora fundamental na assembléia de minerais pesados, pois afeta a disponibilidade e tamanho dos minerais. Possui, porém, caráter passivo, à medida que determina a matéria-prima inicial a ser modificada pelos quatro processos mencionados.

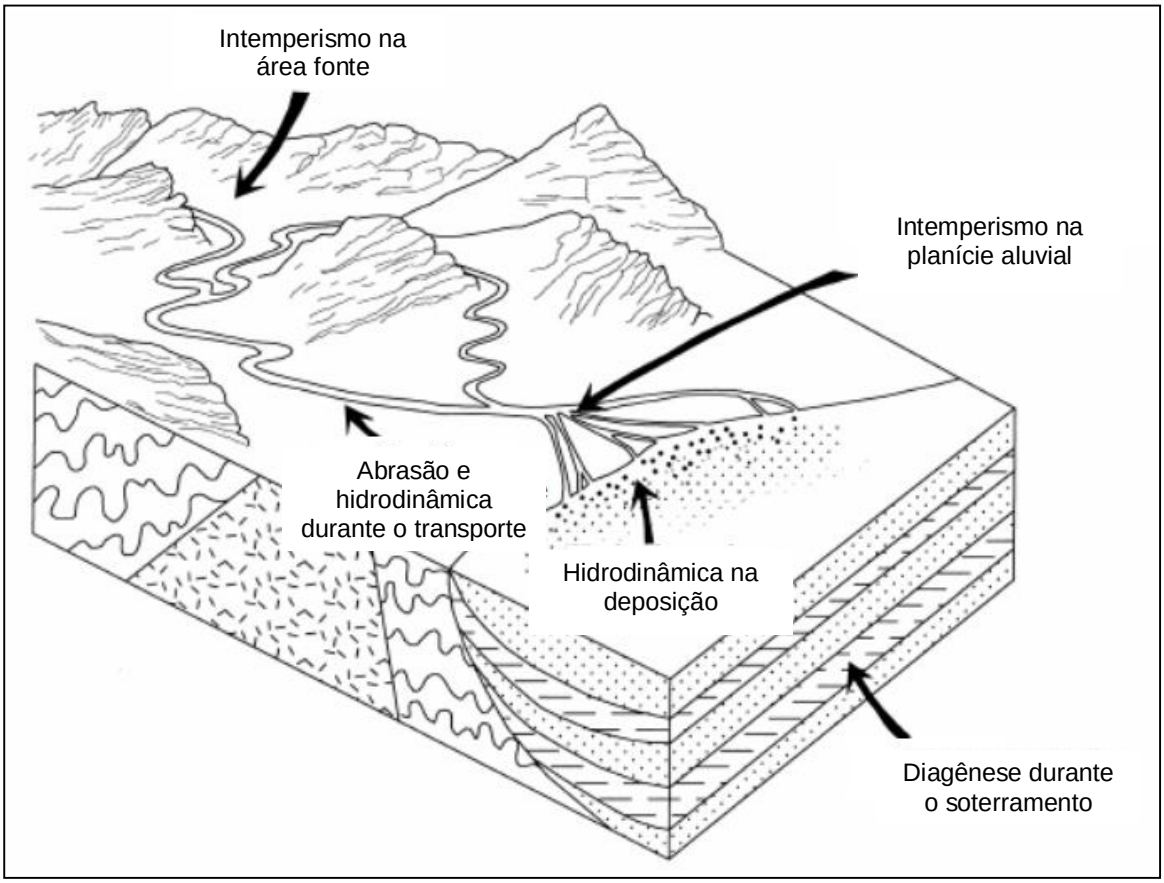



Figura 2.8: Diagrama esquemático dos processos controladores da assembléia de minerais pesados em arenitos. Modificado de Morton & Hallsworth (1999).

O intemperismo pode atuar na rocha fonte, em estocagens sedimentares temporárias ao longo do transporte sedimentar, no depósito finalmente acumulado e no afloramento de rocha sedimentar. Na área fonte, o intemperismo atua como modificador da assembléia de minerais pesados antes mesmo de sua entrada no sistema de transporte sedimentar. A intensidade dessa alteração é dependente de três fatores principais: a composição das rochas fontes, a fisiografia e o clima. O primeiro fator, e mais essencial de todos, limita a assembléia de minerais pesados pela disponibilidade inicial. A fisiografia e o clima controlam a taxa e espessura de formação de solo e o tempo durante o qual os minerais pesados ficarão expostos a reações com o solo e a água subterrânea. De acordo com Morton & Hallsworth (1999), apesar do grande número de minerais pesados instáveis aos processos intempéricos, o intemperismo na área fonte pouco influi na diversidade de minerais pesados disponibilizados ao transporte sedimentar; esta diversidade seria muito mais determinada, segundo o autor, pela assembléia de minerais presente na área fonte.

Os processos intempéricos também podem atuar em sistemas e fácies deposicionais não marinhas como, por exemplo, planícies aluviais. Nessas condições, Morton & Hallsworth (1999) reconhece dois ambientes geoquímicos predominantes no que se refere às características das águas subterrâneas: ambientes ácidos e ambientes com ferro no estado férrico (*red beds environments*). Na primeira condição, predominante em regiões de climas tropicais e temperados, úmidas e vegetadas, a degradação da matéria orgânica produz condições de água subterrâneas ácidas, capazes de reagir com os minerais instáveis. Já sob clima árido, predominam condições com ferro no estado férrico, favoráveis à dissolução de minerais ferro-magnesianos como ortopiroxênio (Morton & Hallsworth, 1999).

Os processos pedogenéticos podem modificar substancialmente a assembléia de minerais pesados, principalmente em sedimentos quaternários. Durante a pedogênese, os processos atuantes são semelhantes aos processos intempéricos nas rochas fontes. Lang (2000) cita apatita, titanita e hornblenda como os minerais mais influenciados, nos solos ácidos, por dissolução e corrosão. Segundo o autor, a alteração é mais evidente no horizonte pedogenético E, mas pode ser reconhecida também nos horizontes B e C.

A abrasão mecânica durante o transporte é praticamente negligenciada por Morton & Hallsworth (1999) como processo modificador da assembléia de minerais pesados. Mesmo os minerais menos resistentes mecanicamente não seriam perdidos durante o transporte, mas sim teriam sua granulometria diminuída.

Grande importância é dada por Morton & Hallsworth (1999) aos processos de seleção hidráulica durante o transporte sedimentar, com concentração de grãos minerais de comportamento hidráulico equivalente. O conceito de equivalência hidráulica, introduzido por Rubey (1933), pressupõe que minerais menores e mais densos são depositados junto a minerais maiores e menos densos. Dessa forma, os minerais pesados, por conta de sua

densidade maior, possuem equivalência hidráulica diferente dos leves (quartzo e feldspato), e, portanto, distribuição granulométrica distinta, com concentração preferencial nas frações mais finas; mesmo raciocínio se aplica a associações de minerais pesados de diferentes densidades (por exemplo, zircão versus turmalina). Entretanto não só o tamanho e a densidade do grão influem na sua velocidade de deposição: a forma do grão também possui papel importante. Minerais placóides e prismáticos são mais facilmente transportados em suspensão que minerais equidimensionais, de tal modo que tendem a equivaler-se hidraulicamente a minerais menos densos de formas mais isotrópicas.

Após a deposição e soterramento, os minerais pesados submetem-se aos processos diagenéticos. A estabilidade de cada tipo mineral à ação destes processos depende da temperatura e composição dos fluidos diagenéticos, do tempo de soterramento e da intensidade de percolação (controlada pela permeabilidade do depósito). As condições diagenéticas variam de acordo com a profundidade de soterramento e o gradiente geotérmico, sendo que o reconhecimento dessas diferentes condições é fundamental para reconhecer o efeito da diagênese sobre a assembléia mineralógica. Nos sedimentos quaternários costeiros, os processos diagenéticos são supostamente pouco atuantes por conta do curto período de tempo envolvido e da baixa profundidade de soterramento à qual são submetidos.

### 2.4.2. Índices mineralógicos

Tanto os processos atuantes como as variações na contribuição de diferentes áreas fontes imprimem assinaturas na assembléia de minerais pesados Como forma de melhor avaliar a influência de cada um dos fatores controladores da assinatura mineralógica, Morton & Hallworth (1994) propuseram a comparação de pares de minerais com características específicas semelhantes, quanto a fonte, equivalência hidráulica e/ou persistência química. A idéia dessa proposta é fazer com que apenas um destes fatores controle, em tese, a variação de cada par de minerais escolhido para avaliação. Com isso, seria possível inferir a efetividade deste fator, no estudo de caso, com base na variação do par mineralógico no respectivo registro sedimentar. Os índices propostos pelos autores são genericamente representados pela fórmula:

$$\mathbf{ABi=100x(A/(A+B))}. \qquad (1)$$

Na avaliação de proveniência sedimentar, é interessante reduzir o efeito do transporte sedimentar, capaz de selecionar e modificar a assembléia de minerais pesados de acordo com a equivalência hidráulica de cada mineral. É conveniente diminuir também a influência da dissolução pós-deposicional. Como forma a minimizar a influência destes dois tipos de

processos, e facilitar a avaliação da proveniência, Morton & Hallsworth (1994) propõem utilizar minerais com mesmo comportamento hidráulico no transporte sedimentar e igualmente influenciados por modificações diagenéticas. Desse modo, variações no índice entre estes dois minerais indicariam sobretudo modificações na importância relativa das áreas fontes.

Já para estudar a influência do transporte na assembléia de minerais pesados, recomenda-se trabalhar com minerais de estabilidade química semelhante, mas de equivalência hidráulica distinta. Como regra geral, a concentração de minerais menos densos tende a aumentar com o incremento da distância de transporte. Cabe ressalvar, porém, que variações na área fonte ao longo da área de amostragem podem mascarar o índice de controle hidráulico. Desse modo, um bom conhecimento e controle das possíveis variações de área fonte faz-se necessário no estudo da seleção hidráulica de minerais pesados.

Em pesquisas de maturidade sedimentar, é preciso ter bastante cuidado com a amostragem, já que diferentes fácies podem concentrar diferentes assembléias de minerais pesados e, conseqüentemente, modificar a proporção de minerais estáveis e instáveis. Deve-se tomar cuidado também com os horizontes de solo: a zona lixiviada, como já observado por Giannini *et al.* (1997) e Lang (2000), modifica bastante a quantidade de minerais instáveis.

O principal índice utilizado em estudo de maturidade é o ZTR, definido por Hubert (1962). É importante destacar que o índice ZTR foi proposto pelo autor como um índice de maturidade química de rochas sedimentares, onde os processos pós-deposicionais, como a dissolução intraestratal, não seriam de grande importância. O aumento do índice ZTR, entretanto, tem sido utilizado como indicador da ação da dissolução intraestratal e, conseqüentemente, de idade relativa, em depósitos cenozóicos (De Mio & Giannini, 1997; Giannini *et al.*, 1997; Lessa *et al.*, 2000; Rossetti *et al.*, 2005). Entretanto, o índice ZTR combina minerais com densidades e comportamentos hidráulicos distintos, e suas variações podem resultar de padrões de transporte e não necessariamente de diferenças de maturidade sedimentar.

Diversos índices, além do ZTR, podem ser obtidos com o intuito de estimar a idade relativa de sedimentos. Para tal estudo, são necessárias duas premissas: mesma área fonte e mesmo tipo de processo e fácies deposicional. Mudanças na área fonte e/ou na seleção hidráulica podem alterar de forma significativa a assembléia de minerais pesados e comprometer as interpretações de maturidade e idade relativa. É possível analisar a soma dos grupos definidos por Pettijohn *et al.* (1987), como ultraestáves e estáveis, ou estudar pares de minerais, da mesma forma que em estudos de proveniência. Nesse caso, seria necessário agrupar minerais com densidade e hábitos semelhantes mas diferentes resistências à dissolução intraestratal, como por exemplo hornblenda e turmalina. Observando essas características, é possível criar mais índices de acordo com a disponibilidade de tipos de minerais pesados em cada área de estudo.

## 2.5. Luminescência e espectometria gama

A luminescência é a luz emitida por materiais cristalinos ou vítreos, previamente expostos a radiação ionizante, quando submetidos a um agente excitante. Esse agente pode ser o calor (que induz a emissão de termoluminescência ou TL) ou a luz (que induz luminescência opticamente estimulada ou LOE). O método de datação por TL e LOE tem sido utilizado na determinação de idades de depósitos eólicos e praiais no Brasil (Poupeau *et al.,* 1984, 1988; Barreto, 1996; Suguio *et al.*, 1999, Barreto *et al.,* 2001; Guedes 2003; Suguio *et al.,* 2003) e em outros países (Murray-Wallace *et al.*, 2002; Ballarini *et al.*, 2003; Madsen *et al.*, 2005).

De acordo com Huntley *et al.* (1985), os sedimentos, quando transportados, sofrem fotoesvaziamento pela luz solar, sobrando somente o nível de TL residual. Quando soterrado, o sedimento é protegido da luz solar e a radiação ionizante ambiental começa a se acumular nos defeitos cristalinos. Desta maneira, a idade de sedimentação pode ser determinada dividindo-se a dose acumulada desde o soterramento do sedimento pela dose anual de irradiação natural (Fórmula 2):

$$Idade[a] = \frac{\text{Dose Acumulada}[\text{Gy}]}{\text{Taxa de dose}[\text{Gy/a}]} \qquad (2)$$

A dose acumulada pode ser medida pela estimulação, com luz de um determinado comprimento de onda, de um mineral específico da amostra (usualmente quartzo ou feldspato) e pelo monitoramento da luminescência (LOE) resultante. A dose de radiação natural, medida na unidade Gray (1 Gy = 1 J/Kg), é determinada pela comparação entre o sinal da luminescência natural e o sinal obtido por uma exposição controlada no laboratório. A taxa de radiação natural é resultado da soma da radiação ionizante originada principalmente pelo decaimento radioativo dos elementos $^{232}$Th, $^{235}$U, $^{238}$U, $^{40}$K e $^{87}$Rb, e da radiação cósmica no local da amostra. Como a energia resultante de cada decaimento, bem como a meia-vida dos radionuclídeos, são bem conhecidas, a taxa de dose de radiação (em Gy/ano) pode ser determinada pela concentração dos radionuclídeos no solo.

A datação por LOE possui alcance de poucas décadas (Ballarini *et al.*, 2003; Madsen *et al.*, 2005) até 200 mil anos atrás (Wintle, 2008). O limite inferior do método é determinado pelo limite de detecção do sinal LOE. Já para doses acumuladas elevadas, a amostra torna-se saturada e o sinal da LOE para de crescer. Esse valor de saturação varia conforme a amostra, comumente dentro do intervalo entre 100 e 200 Gy (Wintle, 2008). A idade máxima alcançada

pelo método depende portanto, além do valor de saturação da amostra, da taxa de radiação natural; quanto menor essa taxa, maior o alcance.

# 3. MATERIAIS E MÉTODOS

## *3.1. Fotointerpretação*

As imagens de sensoriamento remoto são amplamente utilizadas em estudos sobre a evolução costeira, em especial no reconhecimento dos cordões litorâneos e feições eólicas, visto que suas características em macroescala são dificilmente reconhecidas em campo. Fotografias aéreas destacam-se, em vista de sua melhor resolução espacial.

Entretanto, cabe aqui ressaltar que a análise fotointerpretativa é suscetível a muitos tipos de erros, tanto analíticos (qualidade das fotos aéreas, deformações decorrentes do encaixe das fotos etc), quanto interpretativos. A própria visualização de alinhamentos de cordões litorâneos, de acordo com Angulo & Suguio (1994), não é somente controlada pela sua morfologia, mas também pela geologia e, principalmente, pela vegetação. Contraste entre tipos de vegetação, inversão do relevo pelas copas das árvores, mascaramento da densidade de alinhamentos pela vegetação fechada são exemplos de fatores que interferem em uma análise dos cordões litorâneos como indicadores de evolução sedimentar (Angulo & Suguio, 1994).

Desta forma, em mapas essencialmente descritivos do tipo de vegetação, como o apresentado para a Ilha Comprida por Guedes (2003), podem aparecer concentrações de alinhamentos de cordões em uma área e escassez de alinhamentos em outras, ainda que nos locais descritos a distribuição de cordões litorâneos, enquanto elemento morfoestratigráfico, possa ocorrer de forma homogênea. Todos estes fatores tornam difícil a análise morfológica e quantitativa de cordões litorâneos a partir de fotointerpretação. Como solução para esse problema, Guedes (2003) elaborou um mapa de truncamentos entre cordões litorâneos com o objetivo de diminuir o efeito da vegetação. A partir desse mapa, o autor delimitou regiões de crescimento da Ilha Comprida, com base em duas premissas: a primeira é de que os alinhamentos situados mais ao interior da ilha são mais antigos que os situados mais próximos à linha de costa atual; a segunda é de que os cordões truncados são mais antigos dos que os que truncam. Pode-se ainda acrescentar que o alinhamento de cordão litorâneo é indicativo da posição da linha de costa em um tempo pretérito, desde que inexistam evidências de retrabalhamento eólico capazes de indicar remobilização de sua posição original. Apesar do bom resultado, um mapa somente de truncamentos entre cordões torna-se pobre em informações quando alinhamentos de diferentes gerações ocorrem com mesma orientação, mesmo que o hiato de tempo entre eles seja grande.

Portanto, neste trabalho de Mestrado, optou-se por elaborar um mapa onde foi marcado todo alinhamento de cordão litorâneo observado em dois mosaicos de fotos aéreas de diferentes épocas, 1962 (em tons de cinza, escala 1:25.000) e 2000 (colorido, escala 1:35.000). Como existem feições que são observadas somente em um dos mosaicos, por conta da escala, cor ou estado da vegetação na época, decidiu-se por somar as duas fotointerpretações e assim obter um resultado mais completo, isto é, com menos regiões sem informação. Com base nesse mapa preliminar, foi possível a divisão da Ilha Comprida em regiões representativas de fases sucessivas de crescimento, assim como previamente realizado por Guedes (2003), porém agora de modo mais completo e detalhado.

Com o intuito de detectar possíveis mudanças da linha de costa e feições eólicas ao longo do tempo, a análise comparativa de fotografias aéreas foi realizada em detalhe em trechos da ilha onde se observaram modificações da linha de costa e/ou de feições eólicas.

Todas as análises nos dois conjuntos de fotografias aéreas foram realizadas no *software ArcGis 9.x*. O georeferenciamento das imagens foi feito com base nos pontos em comum com os mapas topográficos IBGE, escala 1:50.000, de 1973 e 1974, folhas de Iguape, Ilha de Cananéia, Cananéia, Subaúma e Barra do Ribeira.

## *3.2. Atividades de campo*

Uma campanha de campo foi realizada de 17 a 18 de março de 2008, com a participação do mestrando, do orientador, do pós-graduando Daniel Rodrigues do Nascimento Junior (bolsista de Doutorado FAPESP) e do aluno de graduação Mateus Gomes Rossi (bolsista de Iniciação Científica CNPq). Um total de onze amostras (mais uma réplica) de diferentes pontos da Ilha Comprida foram coletadas para datação por luminescência opticamente estimulada (LOE), com duplicatas destinadas a análises granulométricas e de minerais pesados.

As atividades laboratoriais realizadas no período compreenderam tanto as 11 amostras obtidas na campanha de campo de 2008 quanto 86 amostras coletadas em duas jornadas de campo prévias, uma das quais envolveu a participação adicional do Prof. Dr. André Oliveira Sawakuchi (GSA-IG-USP) e do Dr. Sérgio William Oliveira Rodrigues (CPRM, São Paulo, SP). Todas as amostras foram analisadas quanto a granulometria e conteúdo de minerais pesados.

O tratamento dos dados analíticos (granulometria, minerais pesados e fácies deposicionais) foi realizado tanto para as amostras coletadas para esta Dissertação como para as previamente obtidas por Guedes (2003) e Nascimento (2006). A nomenclatura de todas as amostras foi padronizada tendo em vista a rápida identificação de localização geográfica e tipo de amostra. Dessa forma, a Ilha Comprida foi dividida em 63 faixas de 1 km de largura cada

uma, perpendiculares à praia, com numeração crescente a partir do extremo sudoeste da ilha. Um código referente ao tipo (feição morfológica) de amostra foi incorporado da seguinte forma: CI para cordão interno, FML para falésia na margem lagunar, P para praia, D para duna frontal e PD para paleoduna. Para amostras de mesmo tipo e faixa, foi acrescentada no final no código uma numeração, crescente no sentido da praia para o interior. A nomenclatura resultante pode ser resumida no código genérico IC-F-T-N onde o prefixo IC indica o projeto (Ilha Comprida), F é o número da faixa de SW para NE, T é o tipo de depósito e N é a numeração a partir da praia (ex: IC-60-D-2 ou IC-2-FML). A localização de todas as amostras utilizadas nesse relatório encontra-se indicada no mapa da Figura 3.1.

Estudaram-se trincheiras e afloramentos em falésias, em dunas, paleodunas e margens lagunares. Em grande parte das exposições, foi possível correlacionar os produtos sedimentares (fácies) aos processos deposicionais ativos atualmente na Ilha Comprida, dada a boa preservação das feições morfológicas correspondentes a estes processos. Seis transectos de até 500 m de extensão foram realizados na porção mais externa da ilha, com o intuito de observar a variação das formas de relevo na evolução recente da ilha. Um desses transectos, localizado no campo de dunas da zona de máximo estreitamento (porção nordeste), abrangeu toda a largura da ilha. Nas exposições, realizou-se um total de 317 medidas de atitude espacial de estratificações cruzadas, com uso de bússolas Brunton e Clar.

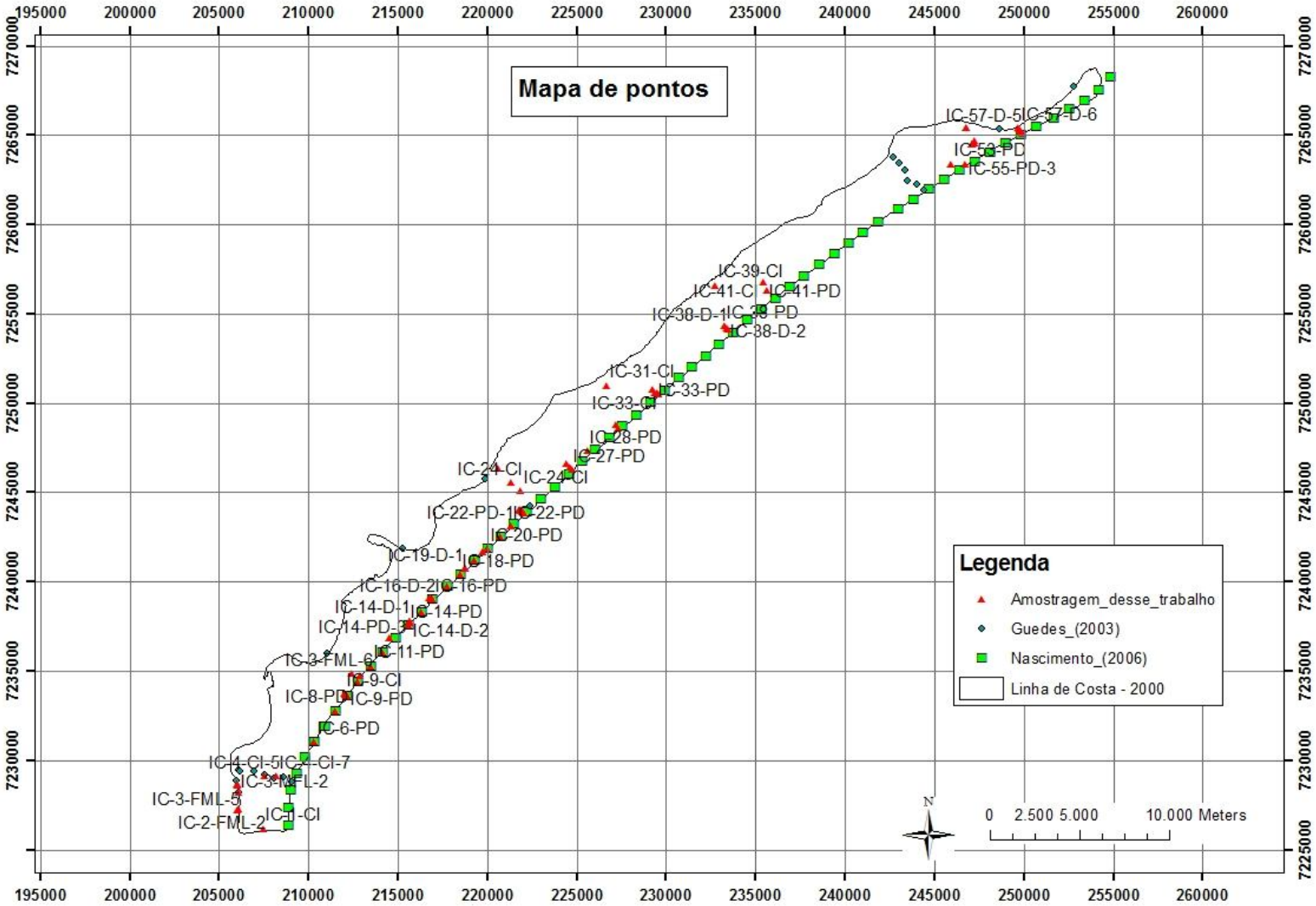



Figura 3.1: Mapa de pontos de coleta e/ou medida estudados nesta pesquisa de Mestrado..

## 3.3. Análises granulométricas

Massas iniciais de cerca de 60 g foram primeiramente submetidas a ensaio de decantação via pipetagem, para determinação do teor total de finos (silte mais argila). Em seguida, procedeu-se a lavagem destes finos pelíticos, por elutriação, e o peneiramento a vibrador mecânico em intervalos de 0,5 Θ. Os produtos de peneiramento foram pesados em balança analítica e embalados para arquivo. Calcularam-se os parâmetros estatísticos (diâmetro médio, desvio padrão e assimetria), para cada amostra, pela técnica analítica dos momentos de Pearson, através do programa Momento 4.1 de Paulo C. F. Giannini e Daniel R. Nascimento Jr. Os valores de cada parâmetro foram classificados nominalmente de acordo com os critérios de Folk & Ward (1957). Para análise comparativa dos resultados granulométricos, as amostras foram agrupadas de três modos distintos. O primeiro agrupamento teve como critério o meio do processo de transporte sedimentar (subaéreo versus subaquoso). Os outros dois agrupamentos foram feitos com base principalmente em feições (ou fácies) morfológicas: o primeiro deles, mais detalhado, dividiu as amostras em duna frontal, duna ativa, paleoduna, praia, paleopraia e cordão interno; o segundo, mais geral, agrupou-as em praia (cordão interno e paleopraia), dunas (duna frontal e duna ativa) e paleodunas. O agrupamento faciológico geral visou a uma distribuição espacial mais homogênea das amostras, para efeito de elaboração de mapas de variação granulométrica estatisticamente significativos.

## 3.4. Análise de minerais pesados

A separação dos minerais quanto à densidade foi realizada na classe areia muito fina, pela técnica da flutuação-afundamento, utilizando-se bromofórmio (CHBr3, d~2,83) como líquido denso. Na análise de minerais pesados ao microscópio óptico de luz polarizada, realizou-se a identificação e contagem, para cada amostra, de pelo menos 100 grãos transparentes não micáceos. A contagem foi balizada por faixas eqüidistantes marcadas na lâmina. O número de faixas foi estabelecido após uma quantificação prévia geral dos grãos, de modo a garantir a totalização do número mínimo previamente estabelecido. Para 33 amostras, determinaram-se índices, conforme proposta de Morton & Hallsworth (1994), com contagem dedicada (mínimo de 200 grãos, ou todos da lâmina) para cada par de minerais (A e B). Os índices foram calculados pela fórmula proposta por aqueles autores (fórmula 1, subitem 2.4.2).

A escolha prévia dos índices e agrupamentos de minerais pesados utilizados balizou-se pelos objetivos de determinar a influência do transporte, da área fonte e da idade relativa (indicada pela dissolução pós-deposicional) na assembléia de minerais pesados. Para isso, foi

necessário levantar as características físicas (densidade e forma) e químicas (resistência a dissolução) dos minerais mais comuns encontrados na região (Tabela 3.1).

Tabela 3.1:Tabela de propriedades físico-químicas dos minerais mais abundantes na região da Ilha Comprida. Propriedades consultadas em Mange & Maurer (1992) e Pettitjohn *et al.* (1987). E: equidimensional; P: prismático.

| | Densidade Mínima | Densidade Máxima | Forma | Estabilidade Química |
|---|---|---|---|---|
| Anatásio | 3,82 | 3,97 | E | Ultraestável |
| Andaluzita | 3,13 | 3,16 | P | Instável |
| Cianita | 3,53 | 3,65 | P | Metaestável |
| Clinopiroxênio | 2,96 | 3,96 | P | Instável |
| Epídoto | 3,38 | 3,49 | E | Metaestável |
| Estaurolita | 3,74 | 3,83 | E e P | Metaestável |
| Granada | 4,2 | 4,3 | E | Metaestável |
| Hiperstênio | 3,21 | 3,96 | P | Instável |
| Horblenda | 3,02 | 3,5 | P | Instável |
| Monazita | 5 | 5,3 | E | Metaestável |
| Perowskita | 5,17 | 5,17 | E | - |
| Rutilo | 4,23 | 5 | E | Ultraestável |
| Sillimanita | 3,23 | 3,27 | P | Metaestável |
| Titanita | 3,45 | 3,55 | E | Metaestável |
| Tremolita | 3,02 | 3,44 | P | Instável |
| Turmalina | 3,03 | 3,25 | E e P | Ultraestável |
| Zircão | 4,6 | 4,7 | E e P | Ultraestável |

De posse dos pesos específicos, pôde-se selecionar dois grupos contrastantes de minerais freqüentes na região: os menos densos, densidade menor que 3,65 (hornblenda, turmalina, sillimanita, epídoto e cianita); e os mais densos, densidade maior que 4, (rutilo, zircão e granada). Minerais com alta freqüência de ocorrência, mas com densidades intermediárias, como, por exemplo, estaurolita, optou-se por deixar de fora destes grupos.

Na escolha dos pares de minerais para cálculo dos índices ABi, deu-se preferência a componentes com alta freqüência de ocorrência e abundância e cujas propriedades físico-químicas fossem similares ou contrastantes em alguns aspectos, suficientes para fixar a influência de parte dos fatores controladores. Desse modo, para determinação de variação de áreas fontes, escolheu-se o par rutilo e zircão, ambos com comportamento físico e químico semelhantes. Como par de minerais com propriedades físicas (densidade e hábito) semelhantes, mas com estabilidade química contrastante, indicado para se analisar a maturidade química e idade relativa do sedimento, optou-se neste estudo por turmalina e hornblenda. Já para o estudo de transporte sedimentar, foi escolhido o par zircão e turmalina,

minerais semelhantes do ponto de vista da estabilidade química e da proveniência, mas com hábito, densidade e equivalente hidráulico distintos.

## 3.5. Métodos estatísticos

Estatísticas descritivas (média, desvio padrão, primeiro quartil, mediana, terceiro quartil, mínimo e máximo) dos dados granulométricos foram tabeladas, de modo a permitir a comparação preliminar entre os agrupamentos de amostras.

Calculou-se o coeficiente de correlação linear de Person (r) entre variáveis de granulometria, minerais pesados e conteúdo de elementos radiogênicos. Níveis de significância da correlação (p) menores que 0,05 foram utilizados para aceitação da hipótese de correlação entre variáveis, aos valores de r previamente calculados.

Teste t-student foi utilizado para comparação entre médias aritméticas de dados granulométricos de diferentes agrupamentos de amostras. O nível de significância adotado para rejeição ou não da hipótese foi igualmente de 0,05.

## 3.6. Mapas de interpolação

Mapas de interpolação foram realizados para os parâmetros granulométricos, mineralógicos e de conteúdo de elementos radiogênicos, com o objetivo de representar suas variações espaciais. A interpolação foi feita no *software ArcGis 9.x,* pelo método do inverso do quadrado da distância.

## 3.7. Datações por luminescência opticamente estimulada (LOE)

As datações e medidas de sensibilidade LOE foram realizadas na *Oklahoma State University* em duas etapas, a primeira pelo Prof. Dr. André Oliveira Sawakuchi, no início de 2007, e a segunda pelo mestrando, no início de 2009, ambas sob supervisão da pesquisadora Regina DeWitti. As medidas foram realizadas em um equipamento Riso DA-15 TL/OSL. Todas as idades LOE são referentes ao ano de 2008.

A separação e a preparação dos grãos de quartzo para datações LOE foram realizadas sob luz vermelha e seguiu os seguintes procedimentos: 1- Peneiramento e separação de grãos entre 120 e 150 µm; 2- Tratamento com $H_2O_2$ 27%, para eliminação de matéria orgânica; 3-

Tratamento com HCl 3,75%, para eliminação de carbonatos; 4- Ataque com HF 48-51% por 40 minutos, para eliminação do feldspato e da porção externa dos grãos de quartzo atingidas pela radiação alfa; 5- Tratamento com HCl, para eliminação de compostos residuais relacionados ao ataque de HF; 6- Separação dos minerais leves dos pesados por flutuação em solução de politunsgato de sódio ($Na_6(H_2W_{12}O_{40})H_2O$) à densidade de 2,75 g/cm$^3$; 7- Separação entre quartzo e feldspato remanescente com solução de politunsgato de sódio à densidade de 2,62 g/cm$^3$.

O procedimento utilizado nesse trabalho, o *Single-Aliquot Regenerative-Dose* (SAR), proposto por Murray & Wintle (2000) e revisto por Wintle & Murray (2006) (Tabela 3.2), é o mais aceito para a determinação da dose de radiação acumulada em grãos de quartzo. Consiste em comparar o sinal LOE natural com o sinal de doses conhecidas (D1 a D4), por interpolação simples. Doses teste (TDI) são aplicadas após cada medida LOE, como forma de corrigir a mudança na sensibilidade da amostra. Uma dose (D5), com valor entre D2 e D3, é aplicada para verificar a capacidade da amostra, depois de esvaziada, de absorver dose conhecida de radiação. Esse procedimento é chamado de teste de capacidade de dose (*dose recovery test)* e a diferença deve ser inferior a 10%. O teste de variação de sensibilidade (*recycling ratio test)* é realizado na dose D6, com intensidade igual a D2, e tem o objetivo de verificar a efetividade da correção da variação de sensibilidade da amostra. A diferença entre os sinais de LOE corrigidos tem que ser inferior a 5%. Um teste de presença de feldspato é realizado comparando os sinais LOE corrigidos resultantes de mesma dose, sem (D5) e com (D8) a estimulação infravermelha inicial. A razão entre os sinais precisa ser maior que 0,9. Já o teste de recuperação (*recuperation test*) determina se a transferência de cargas de armadilhas profundas para as cargas sensíveis à LOE durante o pré-aquecimento foi efetiva. Esse teste é realizado com a comparação entre o sinal da amostra zerada (D7=0) e da LOE natural, exigindo-se que o sinal da amostra zerada seja menor que 5% do sinal natural. O pré-aquecimento, avaliado pelo teste de recuperação antes de cada medida, é realizado como forma de remover os elétrons das armadilhas mais instáveis em relação ao tempo geológico, mas que são preenchidas durante as doses aplicadas no laboratório. A determinação dessa temperatura é feita pelo teste do platô.

Tabela 3.2: Principais etapas do procedimento SAR usado na determinação de dose equivalente. O tempo de irradiação para cada dose foi variável para cada amostra sendo D1<D2<D3<D4, D5=(D2+D3)/2, D6=D1, D7=0, D8=D4 e dose teste TDi=D5/5. Utilizou-se fonte de raios beta 90Sr/90Y, com taxa de dose de 99,6±4,1mGy/s.

| |
|---|
| 1. Dose (Di)* |
| 2. Pré-aquecimento a 220 °C por 10 s |
| 3. Medida da LOE a 125 °C por 100 s (Ri) |
| 4. Dose Teste (TDi) |
| 5. Pré-aquecimento a 220 °C por 10 s |
| 6. Medida da LOE a 125 °C por 100 s (Ti) |
| ciclo 0: Sem etapa 1, Di=0 |
| ciclo 1-4: Respostas a diferentes doses D1, D2,D3, D4 |
| ciclo 5: Teste de capacidade de dose |
| ciclo 6: Teste de variação de sensibilidade |
| ciclo 7: Teste de recuperação |
| ciclo 8: Teste de presença de feldspato - com estimulação adicional de IR a 60°C for 100 s entre etapas 1 e 2 |

O teste do platô consiste na medida das doses naturais usando diferentes temperaturas de pré-aquecimento, de 160 até 300$^{o}$C, em intervalos de 20$^{o}$C. Ele foi realizado neste estudo para as amostras IC-9-CI, IC-19-CI e IC-55-PD-1, numa primeira etapa, e depois para a amostra IC-24-CI-1 (mais antiga), de forma a representar a distribuição espacial das amostras coletadas e suas diferenças de idade. Os valores das doses naturais para a IC-24-CI-1, obtidas em temperaturas de pré-aquecimento crescentes, encontram-se apresentadas na Figura 3.2.

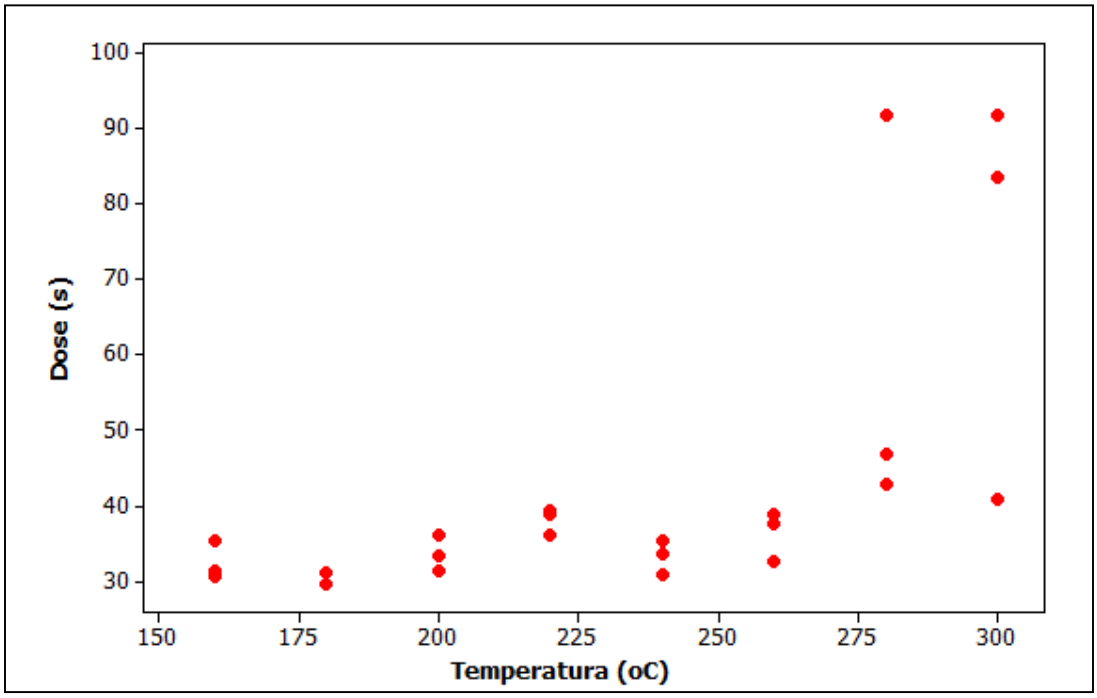



Figura 3.2 :Teste do platô para a amostra IC-24-CI-1. Os valores das doses naturais começam a aumentar significativamente a temperaturas de pré-aquecimento maiores que 260°C.

Na amostra IC-19-CI, um pequeno platô somente foi observado entre 200 e 220°C. As amostras IC-55-PD-1A e IC-9-CI apresentam entre si variação relativamente baixa de temperaturas de pré-aquecimento: 220 e 240°C, respectivamente. Para temperaturas maiores de pré-aquecimento, as doses medidas começam a crescer; em vista disso, a temperatura de 220°C foi selecionada como a temperatura comum de pré-aquecimento, para ser usada na determinação da dose de radiação de todas as amostras.

Em uma segunda etapa de laboratório, confirmou-se a temperatura de pré-aquecimento de 220°C com a amostra IC-24-CI-1. No teste dessa amostra, as doses começam a crescer a 260°C (Figura 3.2); entretanto, os melhores valores no variação de sensibilidade obtiveram-se a 220°C (Figura 3.3).

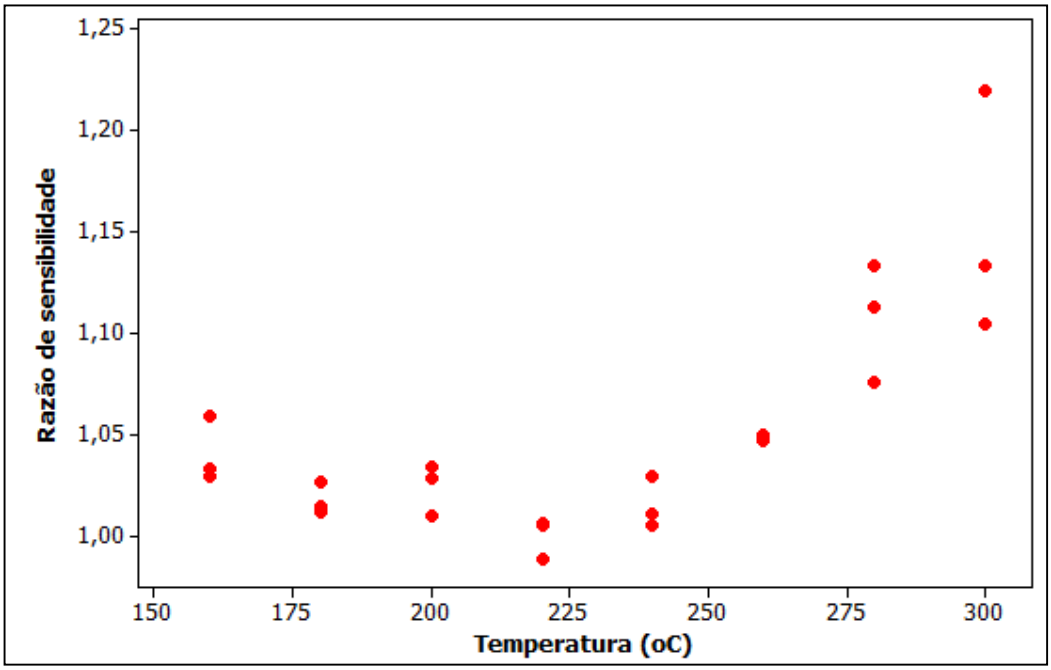



Figura 3.3: Valores do teste de variação de sensibilidade (*recycling ratio test)* por temperatura de pré-aquecimento para a amostra IC-24-CI-1. Os valores ótimos, os de razão mais baixa no gráfico, ocorrem a 220°C.

Para amostras muito novas (poucos séculos), a temperatura de pré-aquecimento de 220°C não foi suficiente para a total transferência de cargas, de modo que os valores do teste de recuperação fossem acima dos 5% recomendados por Murray & Wintle (2000). Desse modo, para estas amostras, mais uma etapa foi incorporada no procedimento SAR (Tabela 3.2), conforme sugestão de Wintle & Murray (2006): a estimulação da amostra por 40s a uma temperatura 20°C superior a de pré-aquecimento, nesse caso 240°C.

Uma estimativa inicial da magnitude da dose de radiação natural, a partir de quatro alíquotas, faz-se necessária para a seleção dos valores das doses a serem aplicadas (D1 a D4). Para determinação do sinal LOE natural, realizaram-se medições de vinte e quarto alíquotas por amostra. O controle de qualidade das alíquotas foi feito por meio dos testes propostos por Murray & Wintle (2000) e Wintle & Murray (2006), descritos nos parágrafos anteriores. Na determinação da dose de radiação natural, somente foram usadas alíquotas aprovadas nesses testes. O método utilizado na determinação foi a correlação linear. Para amostras muito jovens, com doses menores que a menor dose aplicada com a fonte de raios beta, uma tendência linear foi assumida para a resposta da dose entre 0 e 100 mGy. Para cada amostra, a dose final foi determinada pela média ponderada de todas as alíquotas confiáveis.

Para a determinação da sensibilidade LOE, utilizaram-se quatro alíquotas de mesma massa, para cada amostra. A massa utilizada foi separada usando-se uma colher específica para esse fim. O procedimento utilizado foi: esvaziamento por 1000s a 125$^{o}$C por LOE; aplicação de dose de 40s com uma fonte de raios beta 90Sr/90Y à taxa de dose de 99,6±4,1mGy/s; e medida do sinal LOE por 100s, a 125$^{o}$C. A sensibilidade LOE é resultado da soma da luminescência desses 100s de estimulação subtraídos pelo fundo, este determinado pelos últimos 10s da medição.

Na medida da taxa de dose anual de radiação por espectrometria gama foi utilizado um detector de germânio de alta pureza (HPGe) com o seguinte procedimento: 1- pesagem e secagem, para medir o teor de umidade; 2- embalagem em recipientes plásticos e armazenamento por pelo menos duas semanas, com a finalidade de eliminar o desequilíbrio caudados pelo escape de Radônio; 3- medição da radiação da amostra por aproximadamente doze horas por amostra no detector; 4- determinação do valor de fundo (*background),* pela medição do espectro dos recipientes plásticos por no mínimo 15 horas. A contribuição da radiação cósmica na taxa anual foi calculada de acordo com Barbouti & Rastin (1983) e Prescott & Stephan (1982), usando-se informações sobre latitude, longitude, altitude e profundidade de coleta, bem como sobre a densidade de cada amostra. O erro total da dose anual foi calculado de acordo com a lei gaussiana de propagação de erro.

# 4. RESULTADOS

## *4.1. Fotointerpretação*

### 4.1.1. Introdução

A análise de fotografias aéreas tem-se demonstrado um recurso muito útil na descrição de cordões litorâneos pois, embora passíveis de observação direta no campo, a morfologia dos cordões, sua orientação e sua concentração são melhor observadas em fotos aéreas e imagens de satélite (Angulo & Suguio, 1994). Além dessa análise mais qualitativa, o uso de sensoriamento remoto na geologia costeira permite também enfocar de modo quantitativo as mudanças das feições eólicas (ex: taxas de migração de dunas) e da linha de costa (ex: taxas de progradação), por meio da comparação de imagens de diferentes épocas (Jungerius & van der Meulen, 1989; Bentz, 2003).

Na Ilha Comprida, essa ferramenta tem sido utilizada por diversos autores (Geobrás, 1966; Barcelos, 1975; Suguio & Martin, 1978a; Guedes, 2003; Giannini *et al.*, 2003a, 2009), como forma de entender a evolução sedimentar. Desde os primeiros trabalhos, é citado um padrão característico para os alinhamentos de cordões litorâneos ("cicatrizes" para Geobrás, 1966) da Ilha Comprida: retilíneos com a extremidade nordeste curva. Entretanto, a interpretação deste padrão com relação à idade e à evolução sedimentar da ilha tem divergido.

### 4.1.2. Resultados

A observação dos cordões litorâneos ocorre pela identificação de feições lineares resultantes da variação da densidade e do tipo de vegetação. Entretanto, esse contraste não é persistente ao longo de todo um cordão, não sendo possível assim estabelecer critérios para definir a concentração de cordões, mas apenas sua orientação. Dois tipos principais de contrastes são observados: entre vegetação densa e rala, e entre vegetação rala e areias sem vegetação. O primeiro tipo é mais encontrado no interior da ilha, enquanto o segundo é predominantemente observado na face oceânica, perto da praia. Os cordões próximos à praia são formados por alinhamentos de dunas frontais, notados em campo (Figura 4.1). Em relação

aos alinhamentos reconhecidos no interior da ilha, todavia, a densidade da vegetação não permite afirmar se tratam-se de cordões dunares (*dune ridges*) ou cordões praiais (*beach ridges*), ou mesmo uma miscelânea de feições deposicionais. Considerando o estágio morfodinâmico atualmente predominante na praia, dissipativo com dunas frontais, é provável que os cordões litorâneos da Ilha Comprida correspondam a cordões dunares. Entretanto, a presença de vestígios de dunas eólicas na parte mais interior e antiga da ilha não foi confirmada em campo, de modo que as condições morfodinâmicas e/ou de aporte sedimentar devem ter sido diferentes da atual na época de formação desta parte da ilha.

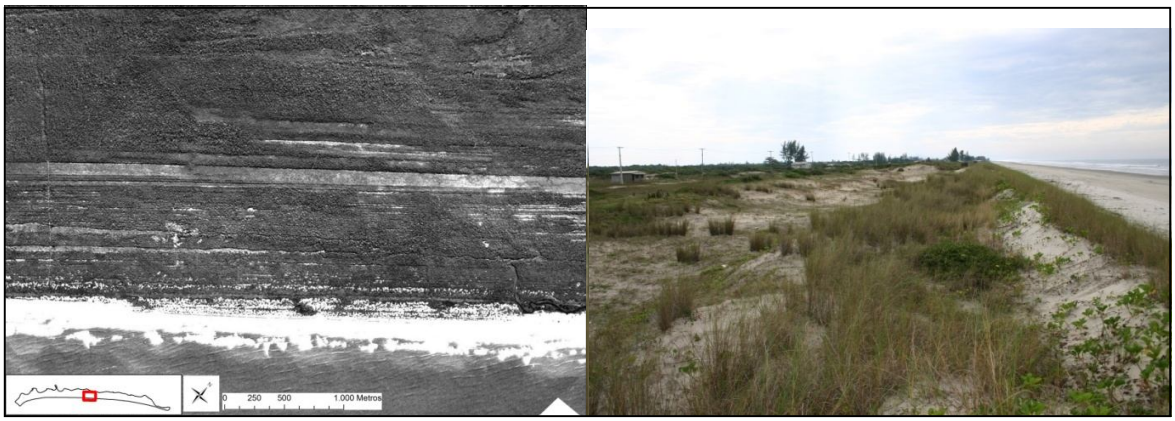



Figura 4.1: Cordões litorâneos observados em fotografia aérea (esquerda), que correspondem, nos 150 m mais próximos à praia, a alinhamentos de dunas frontais (direita).

No mapa de cordões litorâneos (Figura 4.2), é nítido, em grande parte da Ilha Comprida, o padrão retilíneo com extremidade nordeste curva. No sentido do crescimento da ilha, a primeira curvatura encontra-se a 3,5 km a NE da ponta do Frade (Figura 4.3). Essas curvaturas ocorrem na porção mais interna da ilha, junto à margem lagunar ou paleolagunar, e na sua terminação nordeste, imediatamente a NE da zona de máximo estreitamento, onde os cordões curvos ocupam praticamente toda a largura da barreira. Esse padrão característico indica a forma de crescimento (transversal e longitudinal) da ilha, conforme descrito por Guedes (2003) e Giannini *et al.* (2003a, 2009), e demonstra que este crescimento não ocorreu de forma homogênea, mas sim em diferentes fases, nas quais houve alternância do predomínio das componentes longitudinal e transversal.

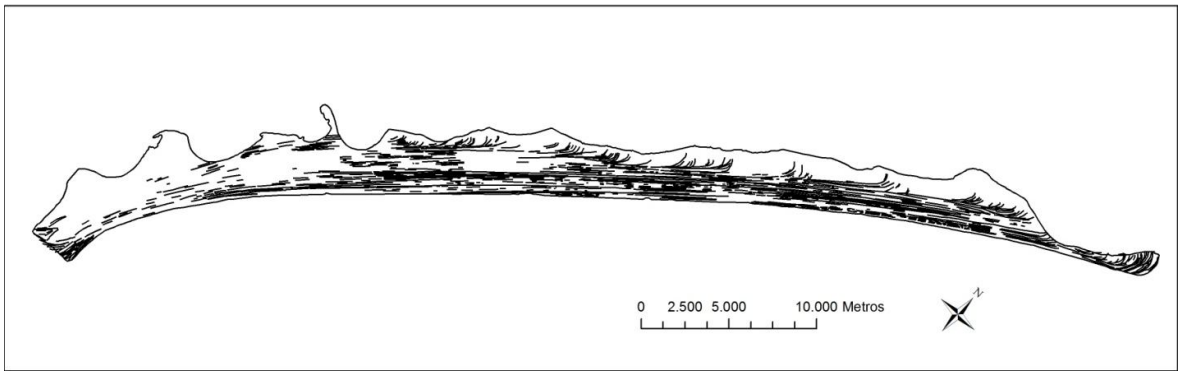



Figura 4.2: Mapa de alinhamentos de cordões litorâneos.

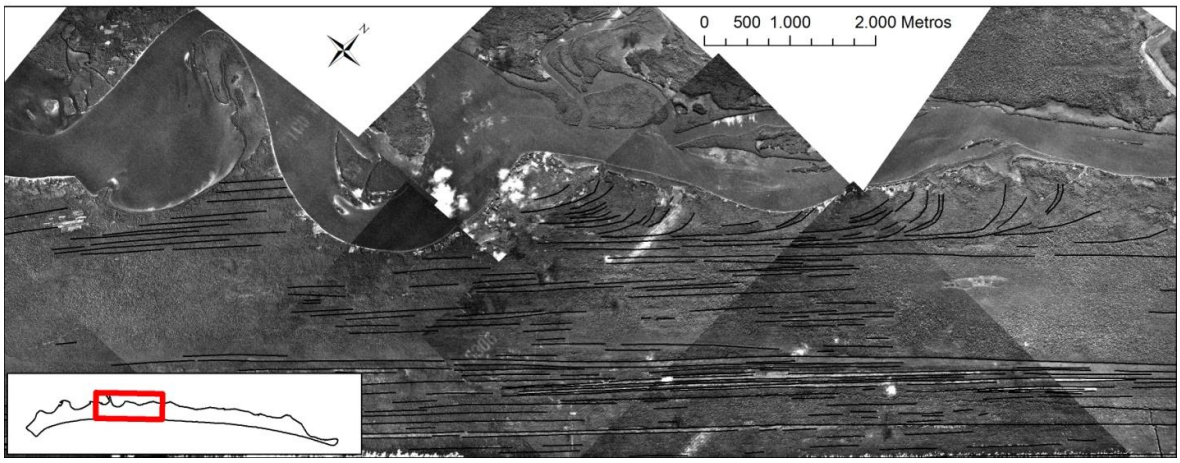



Figura 4.3: Padrão curvilíneo de cordões litorâneos, exemplificado na porção interna centro-sul da Ilha Comprida. A mais antiga curvatura identificada encontra-se nesta área, e dista cerca de 3,5 km, a NE, da ponta do Frade.

Observa-se que as partes retilíneas dos alinhamentos de cordões litorâneos nem sempre são paralelas entre si ou mesmo à linha de costa atual, mas se truncam, ainda que suavemente, ou estão sob erosão na praia. Estes truncamentos indicam que a Ilha Comprida passou por eventos erosivos, mesmo que localmente, o que permanece evidente nos dias de hoje, na forma de falésias vivas em diferentes trechos de praia (Nascimento, 2006; Nascimento *et al.,* 2008; Giannini *et al.,* 2009).

Com base nos alinhamentos de cordões litorâneos observados, foi possível delimitar áreas representativas de diferentes fases da evolução da Ilha Comprida. Alinhamentos de cordões que não seguiam continuamente por toda a extensão da ilha tiveram sua direção extrapolada paralelamente aos cordões adjacentes, exceto onde havia evidências de truncamentos. Como resultado, a ilha foi dividida em 16 unidades de crescimento,

correspondentes a fases evolutivas, incluindo os contornos da linha de costa de 1962 e 2000 (Figura 4.4).

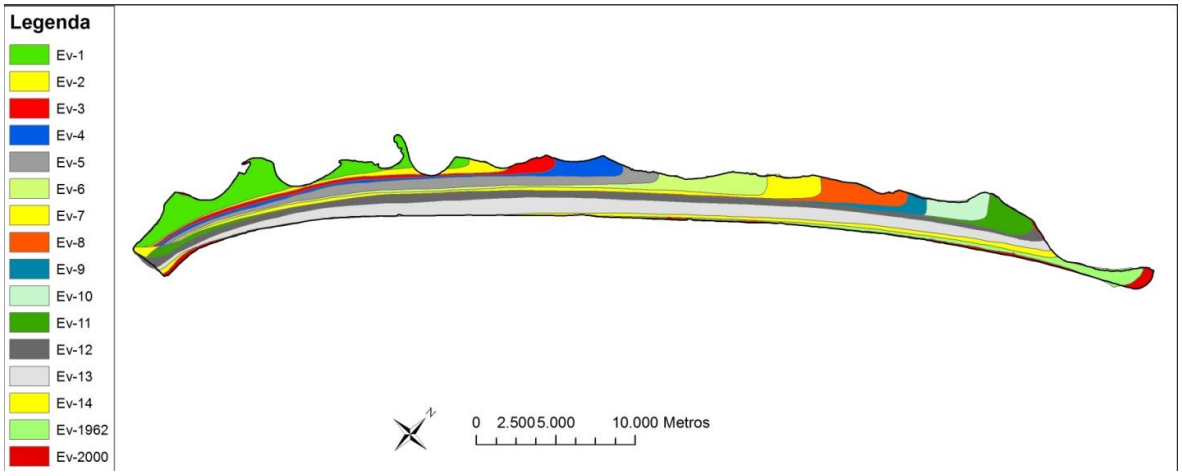



Figura 4.4: Mapa das fases de crescimento da Ilha Comprida, separadas com base nos alinhamentos de cordões litorâneos. Ev-1 a Ev-14 correspondem eventos sucessivos, definidos com base em truncamentos de alinhamentos de cordões. Ev-1962 e Ev-2000 representam a última fase deposicional observada nas fotos aéreas de 1962 e 2000, respectivamente.

A unidade mais antiga, localizada na porção interna sudoeste da ilha, possui poucos cordões visíveis no seu interior, por conta da densa vegetação. Corresponde a parte do terreno mapeado como pleistocênico por Suguio & Martin (1978b), mas admitido posteriormente como holocênico com base na idade $^{14}C$ (5308-4877 $^{14}C$ anos cal A.P.) de um tronco *in situ* (Guedes 2003, Giannini *et al.* 2003a, 2009). A fase imediatamente posterior (fase 2) caracteriza-se por fator de crescimento transversal acentuado em comparação com o longitudinal, o que já não mais ocorre nas duas fases seguintes (fases 3 e 4), quando há predomínio do crescimento da ilha para NE e processos erosivos na paleolinha de costa evidenciados por truncamentos de cordões. Durante as fases 5 e 6, novamente o fator engorda torna-se bastante pronunciado. Nas fases 7 a 11, a Ilha Comprida submete-se a intenso crescimento longitudinal, com quase nenhum crescimento transversal, mais uma vez com eventos erosivos demonstrados pela presença de truncamentos. As fases 12, 13 e 14 são fortemente influenciadas pela presença de afloramentos do embasamento na região de Icapara, em Iguape, o que teria bloqueado o crescimento da ilha para NE. No período correspondente a estas três fases, a interrupção da deriva litorânea favoreceu forte regressão da linha de costa, o que resultou na formação de aproximadamente um terço da largura da ilha. As últimas fases (15, de 1962, e 16, de 2000) da evolução da Ilha Comprida são caracterizadas pelo fim do bloqueio pelo morro de Icapara e retorno do predomínio de crescimento longitudinal.

De forma geral, as áreas delimitadas em cada fase de crescimento possuem forma característica, que lembra um cachimbo. Esta forma pode ser decomposta em duas partes ou componentes principais: uma correspondente ao crescimento longitudinal (a chaminé do cachimbo, orientada segundo NE) e outra ao transversal (o cabo, alongado segundo NW). Esta segunda componente apresenta afinamento característico para SW, o que permite interpretar que durante um mesmo período de tempo, existe diminuição da taxa de progradação nesse rumo. Esta diminuição, em alguns casos, é bastante pronunciada de forma que algumas fases evolutivas da ilha não estão presentes na porção sudoeste, evidência de que estas fases tiveram linha de costa ou estacionária ou erosiva. Este tipo de situação tem ocorrido inclusive em etapas recentes, já que se observam, nas fases 14, 15 e 16, longos trechos com falésias vivas e processos erosivos no terço sudoeste da ilha.

O extremo sudoeste da Ilha Comprida, junto à desembocadura do Mar de Cananéia, possui dinâmica evolutiva diferente da região de influência da desembocadura de Icapara. Nesta região, é possível distinguir até cinco áreas quanto à orientação dos cordões litorâneos (Figura 4.5). Com forma aproximadamente triangular, cada uma destas áreas possui feixes de cordões litorâneos subparalelos à linha de costa e que se curvam ligeiramente para W perto da desembocadura. Estes feixes de cordões provavelmente estão relacionados à intensa dinâmica da linha de costa nesta região específica (Geobrás, 1966), ocasionada pelas mudanças nas margens da desembocadura do Mar de Cananéia. Pela comparação entre as fotos aéreas de 1962 e 2000 (Figura 4.5), observa-se que esta região foi dominada, nesse intervalo de tempo, por intensa progradação (aproximadamente 6 m por ano).

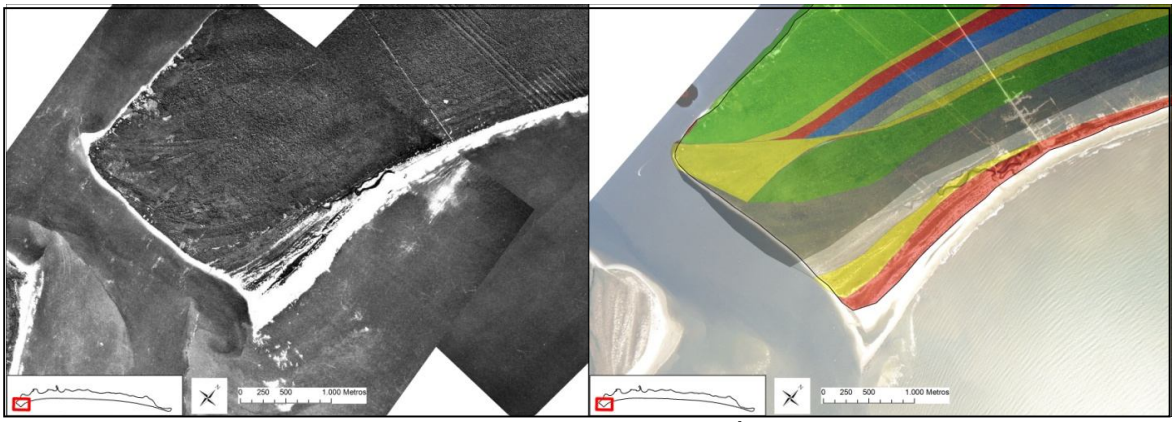


Figura 4.5: Extremo sudoeste da Ilha Comprida nas fotos aéreas de 1962 (esquerda) e de 2000 com interpretação das fase evolutivas (direita). Notar diferentes fases de progradação em forma de leque, inclusive entre 1962 e 2000 (área em vermelho perto da praia).

Na porção mais externa da ilha, numa faixa de 300 a 1000 m de largura, é possível observar diversas feições eólicas (Figura 4.6), como alinhamentos de dunas frontais, cordões de paleodunas, rupturas de deflação e dunas livres. Bastante marcante na análise das fotografias aéreas, e delimitando a ocorrência mais interior das feições eólicas, encontra-se um cordão de dunas altas (até 9 m) e densamente vegetadas, portanto consideradas paleodunas. Esse cordão corresponde ao limite entre os estágios evolutivos 13 e 14 e ocorre a até 1000 m da praia atual, a SW do máximo estreitamento da ilha. Rumo SW, o cordão de paleodunas vai progressivamente se aproximando da praia até o km 13, onde se encontra em erosão na praia atual, na forma de falésias. Nessa região, as paleodunas apresentam retrabalhamento por rupturas de deflação ativas, com transgressão dessas feições eólicas por sobre os cordões litorâneos mais antigos.

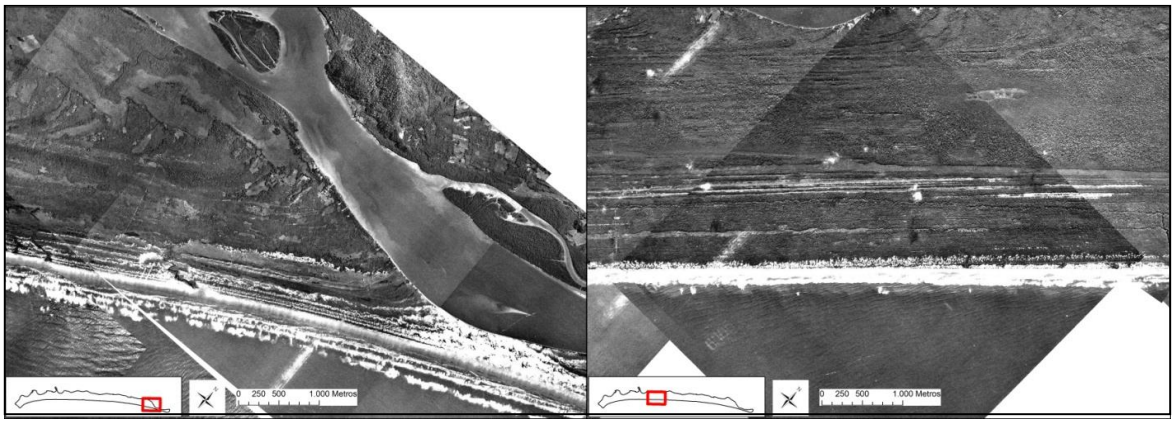



Figura 4.6: Cordão de rupturas de deflação (feição mais interior sem vegetação), localizado a 1000 m da linha de costa na porção nordeste da ilha (esquerda), e próximo a linha de costa, até sob erosão em forma de falésias, na porção centro-sul (direita). Na foto aérea à esquerda, é possível observar diversos alinhamentos de dunas frontais e um pequeno campo de dunas livres.

Na zona de máximo estreitamento da porção nordeste da ilha, merece destaque o pequeno campo de dunas transgressivo, com 2 km de extensão ao longo da costa e 400 m de largura (Figura 4.6). Nele se observam, nas fotografias aéreas, dunas parabólicas e barcanas, com vegetação praticamente ausente.

### 4.1.3. Comparação entre fotos aéreas de 1962 e 2000

A comparação entre os dois mosaicos de fotografias aéreas teve como principal objetivo detectar variações na linha de costa e modificações nas feições eólicas, que indiquem processos erosivo-deposicionais na escala de décadas.

Na margem lagunar da ilha, observam-se somente pequenas variações, relacionadas ao crescimento do mangue e à erosão da margem lagunar por dinâmica de meandramento de canal (Figura 4.7). Na face oceânica, a linha de costa sofreu erosão em alguns trechos e progradação em outros, nesses quase 40 anos. Do ponto 1 ao 10, no extremo sudoeste, ocorreu progradação de até 260 m (taxa de 6,8 m/a), na forma de leque (Figura 4.5). A taxa de progradação diminui progressivamente para NE e, a partir do ponto 11, inicia-se trecho com predomínio de erosão (Figura 4.8) que perdura até o ponto 18, com transgressão de linha de costa de 50 m (-1,3 m/a). Do ponto 18 ao 28, a linha de costa aparentemente permaneceu estacionária. Já do ponto 28 até o 59, ocorreu progradação, com taxa progressivamente maior para NE, e máximo de progradação no ponto 53, onde a linha de costa avançou 160 m (4,2 m/a). A partir do ponto 59, a linha de costa passa a sofrer influência da desembocadura de Icapara; uma proeminência observada nesta região nas fotos de 1962 é completamente erodida até 2000. A desembocadura de Icapara sofreu migração para NE, de modo que a ilha cresceu 750 m a uma taxa de 20 m/a.

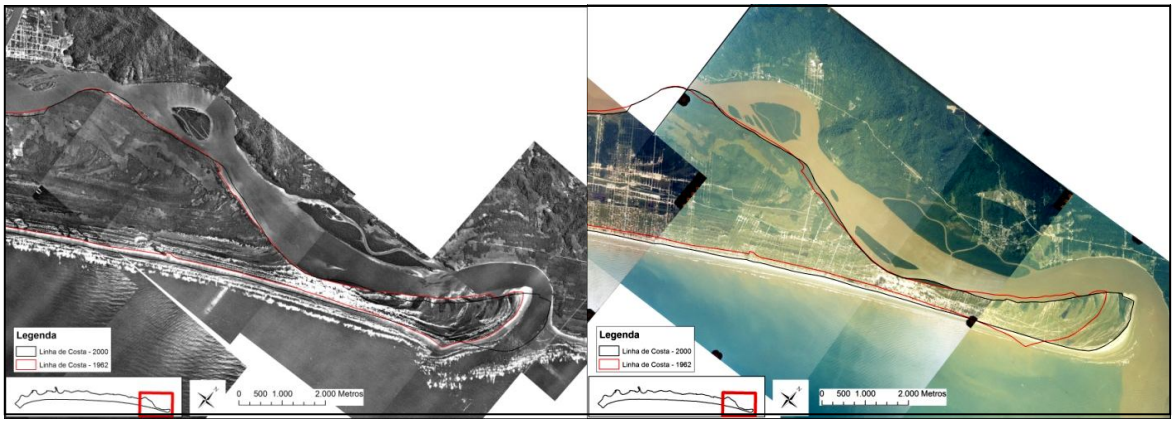



Figura 4.7: Variações da linha de costa e da margem lagunar da Ilha Comprida entre 1962 (à esquerda) e 2000 (à direita). Notar a migração da desembocadura de Icapara para NE e pequeno crescimento da área de mangue na margem lagunar.

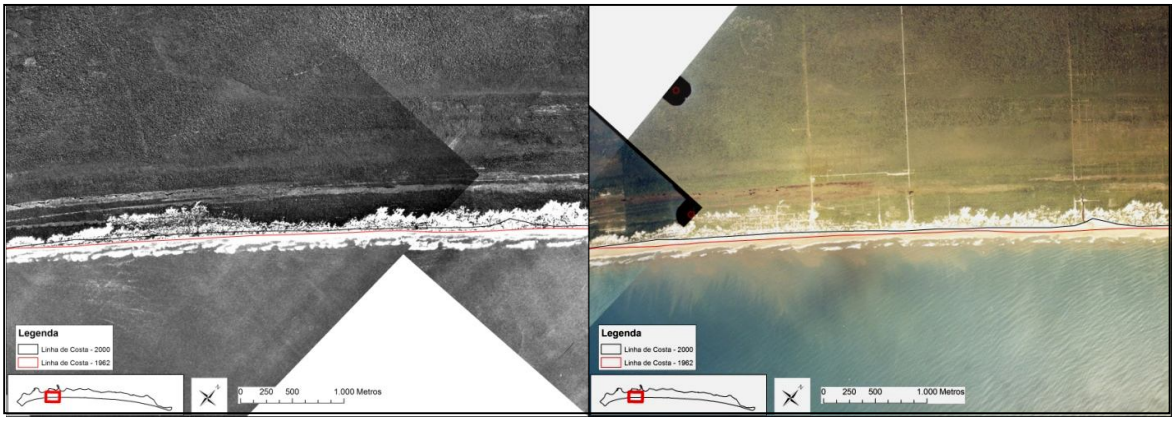



Figura 4.8: Trecho centro-sul da Ilha Comprida com transgressão da linha de costa, observada em fotos aéreas de diferentes idades (1962, à esquerda, e 2000, à direita), e confirmada em campo pela ocorrência de falésias.

Dentre as feições eólicas (dunas e rupturas de deflação), a mudança mais notável na análise comparativa entre as fotos aéreas de 1962 e 2000 é a destruição de grande parte desses depósitos pela urbanização, principalmente na porção mais próxima do centro comercial da cidade e da ponte que faz a ligação rodoviária da ilha com o município de Iguape. Nas regiões com pouca ou nenhuma influência antrópica, a feição que aparentemente apresenta maior atividade eólica é o campo de dunas, na região de máximo estreitamento da ilha. Apesar do tamanho do campo não ter sofrido grande mudança, já que está limitado, para o interior, pela margem lagunar, as dunas livres presentes nesse campo demonstram grande mobilidade (Figura 4.9) com aparente movimentação das dunas parabólicas e barcanóides para NW.

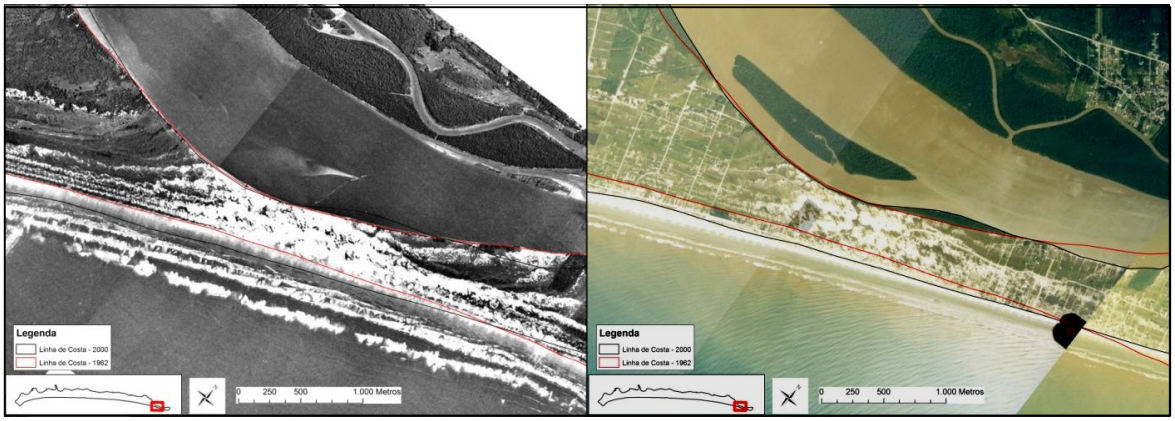



Figura 4.9: Campo de dunas livres na região de máximo estreitamento, porção nordeste da ilha. Notar a aparente mobilidade das dunas parabólicas e barcanóides para NW.

Nas rupturas de deflação localizadas próximo à linha de costa, observam-se somente pequenas alterações. Fato de destaque, e muito importante para ilustrar o efeito da urbanização de áreas costeiras, são regiões com desmatamento antrópico, onde foram observadas reativações das rupturas de deflação (Figura 4.10). Estas reativações podem ser constatadas no campo.

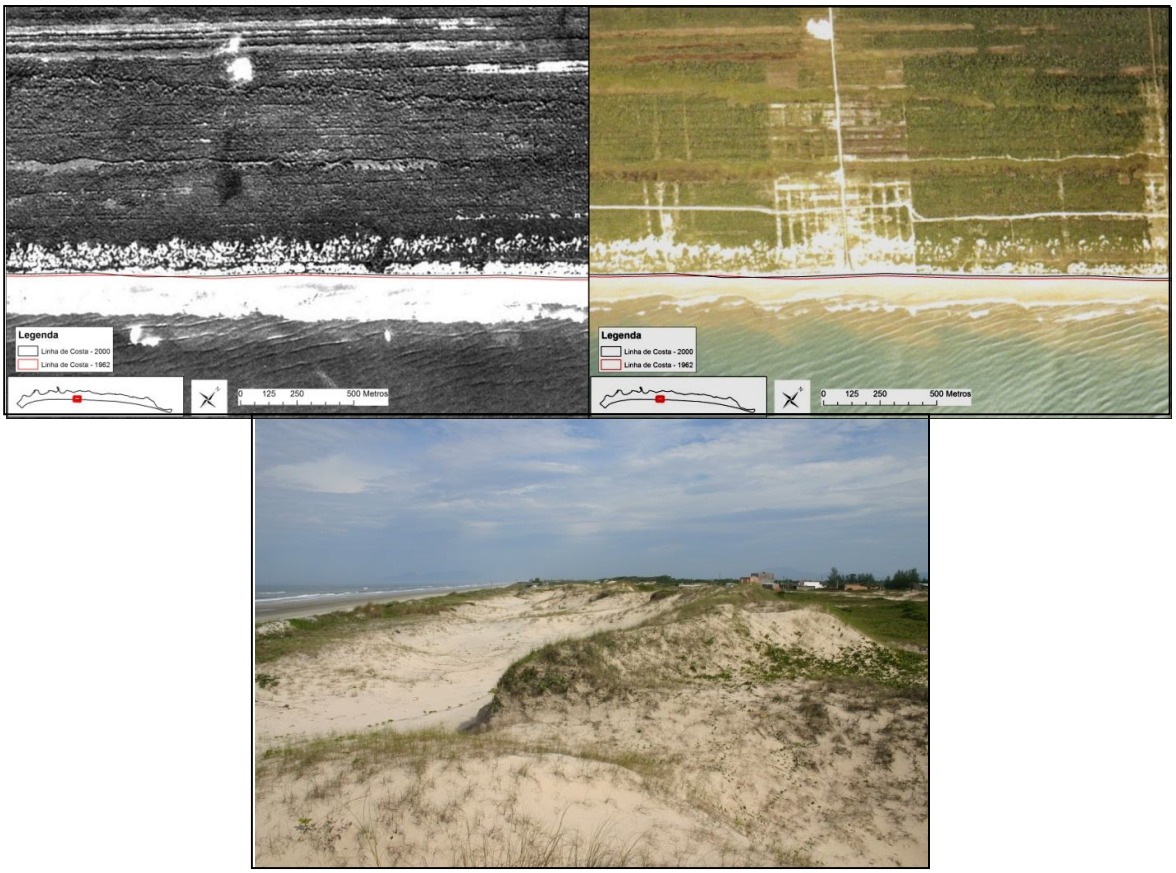



Figura 4.10: Rupturas de deflação reativadas por influência antrópica. A retirada da vegetação para loteamento (foto de 2000, acima à direita) favoreceu o desenvolvimento de rupturas de deflação, como pode ser constatado no campo (abaixo).

### 4.1.4. Sistema paleolagunar

A face lagunar da Ilha Comprida caracteriza-se pela alternância de saliências e reentrâncias de extensão quilométrica. As saliências apresentam, como regra, relevo plano e mais baixo em relação às reentrâncias e ao restante da ilha. Os contatos entre seus depósitos sedimentares e os terraços adjacentes (com ou sem cordões litorâneos visíveis) evidenciam muitas vezes relação erosiva. Corresponderiam, portanto, a antigos fundos lagunares,

atualmente emersos e em parte submetidos a inundações regulares ou ocasionais pela maré (Guedes, 2003; Giannini *et al.*, 2003a; Giannini *et al.*, 2009). As áreas inundadas regularmente correspondem a antigos bancos submersos de areia, hoje tomados por mangue.

A morfologia das zonas paleolagunares varia da porção sudoeste da ilha para nordeste, de forma gradual. A SW, estas zonas estendem-se por centenas de metros ilha adentro, cortadas por drenagens meandrantes perpendiculares à linha de costa, com caráter de canais de escoamento de maré (Figura 4.11). A relação de truncamento com a planície de cordões litorâneos é geralmente nítida. Para NE, principalmente a partir da ponta do Frade, até a porção central da ilha, as áreas interpretadas como paleolagunas não estão associadas a drenagens importantes e pouco avançam ilha adentro (Figura 4.11). O caráter erosivo com relação aos cordões litorâneos é pouco nítido. A partir dessa região central rumo NE, os depósitos paleolagunares apenas acompanham a margem lagunar e os cordões litorâneos. A NE de Pedrinhas, o contato entre os antigos fundos lagunares e a planícies de cordões litorâneos exibe padrão concordante, em zigue-zague, evidenciando intercalação de fases de inundação das calhas dos cordões, com fases de progradação para NE (Figura 4.11). A interpretação para estas feições é que a orientação dos cordões encurvados, transversal à borda da ilha, foi propícia à entrada de água através das calhas, durante eventos de inundação lagunar que acompanharam o crescimento longitudinal da ilha e a migração sucessiva da desembocadura lagunar para NE (Guedes, 2003; Giannini *et al.*, 2009).

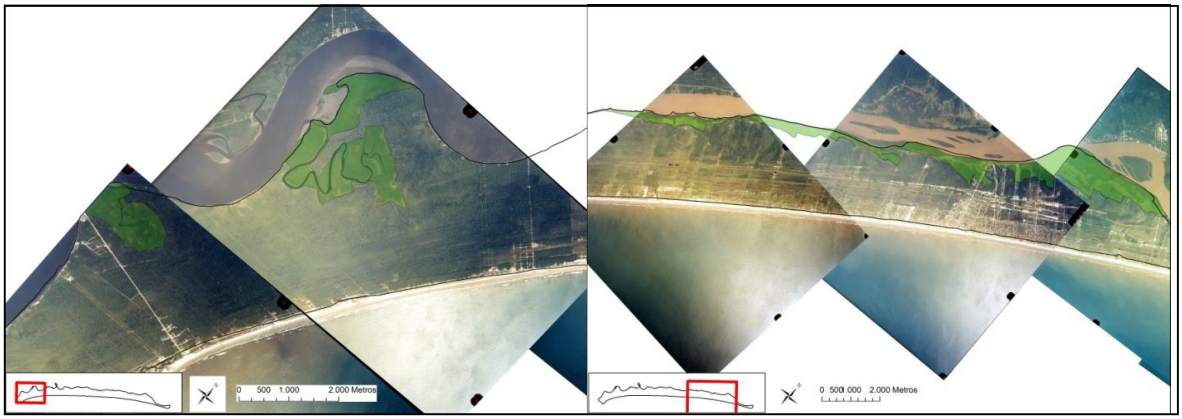



Figura 4.11: Características distintas do sistema paleolagunar nas porções sudoeste (esquerda) e nordeste (direita) da Ilha Comprida. Notar desenvolvimento transversal à ilha, associado à canais de escoamento de maré, no sudoeste, em contraste a desenvolvimento sub-paralelo, sem drenagens associadas, no nordeste.

Outra variação morfológica gradual ao longo da margem lagunar, de SW para NE, é a diminuição de sinuosidade (Figura 4.12). No sudoeste da ilha, a sinuosidade da margem

lagunar é acompanhada de barras em pontal e porções erosivas, o que permite interpretar dinâmica semelhante a de meandramento de canal. A região mais característica desse padrão é a das proximidades da ponta do Frade. Na região mais central da ilha, este padrão de sinuosidade mantém-se, porém com menor intensidade. Já na porção nordeste, a laguna torna-se retilínea e a dinâmica de meandramento pouco aparente, exceto perto da desembocadura de Icapara.

A mudança longitudinal gradual da margem da laguna e da morfologia paleolagunar estaria relacionada à idade cada vez mais antiga para SW, que proporcionaria maior tempo de atuação da dinâmica de mendramento e da dissecação pelas drenagens e canais de maré, e à maior cota, que favorece erosão mais pronunciada pelos corpos de água.

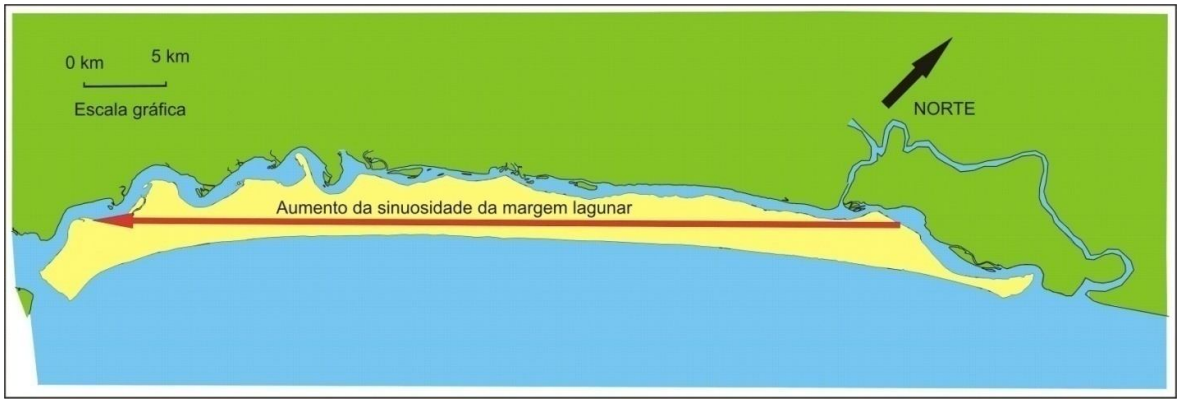



Figura 4.12: Aumento aparentemente gradual de sinuosidade da margem lagunar, do nordeste para o sudoeste da ilha.

## *4.2. Fácies morfológicas e fácies deposicionais*

### 4.2.1. Introdução

Relações diretas entre processos e produtos sedimentares são facilitadas em geologia do Quaternário (Martinho, 2004; Martinho *et al.,* 2006; Giannini, 2007) já que, muitas vezes, os processos ainda estão ativos na região de estudo e a correlação com seus produtos é natural e evidente. Muitos depósitos quaternários ainda possuem suas formas originais preservadas, o que permite a direta correlação entre estas formas (fácies morfológicas) e as estruturas sedimentares e demais características internas de seus depósitos (fácies deposicionais).

### 4.2.2. Resultados

Os seguintes elementos morfológicos eólicos foram identificados na Ilha Comprida, de acordo com classificação baseada em Martinho *et al.* (2006) e Giannini (2007): dunas frontais, rupturas de deflação, dunas parabólicas, *nebkhas*, franjas de areia eólica e cadeias barcanóides. A ocorrência e características de cada elemento observado são descritas a seguir:

#### *4.2.2.1. Dunas Frontais*

Dunas frontais são encontradas principalmente com forma de cordão, mas também de terraço ou rampa (Figura 4.13). Sua ocorrência é restrita à porção mais externa da ilha, entre a praia e o cordão interno de paleodunas altas com rupturas de deflação. Ocorrem com altura média de 1,3m e máxima de 3,5 m. A variação longitudinal de altura e tipo morfológico ao longo da ilha foi detalhada por Nascimento (2006) (Figura 4.14). Importante destacar a predominância de dunas frontais incipientes em rampa no centro-sul da ilha, região em processo erosivo e morfodinâmica praial diferente (intermediária a dissipativa), onde as falésias são freqüentes e servem como apoio para dunas frontais desse tipo morfológico. Nos outros trechos da ilha, predominam dunas frontais incipientes em cordão e terraço e dunas frontais estabelecidas em cordão, o que indica o caráter mais progradacional ou estável dessas regiões

(Nascimento, 2006; Giannini, 2007; Nascimento *et al.,* 2008; Sawakuchi *et al.,* 2008; Giannini *et al.,* 2009).

Figura 4.13: Dois tipos morfológicos de dunas frontais mais comuns na Ilha Comprida: em rampa no ponto IC-13-DF, à esquerda, e em cordão no ponto IC-11-DF, à direita.

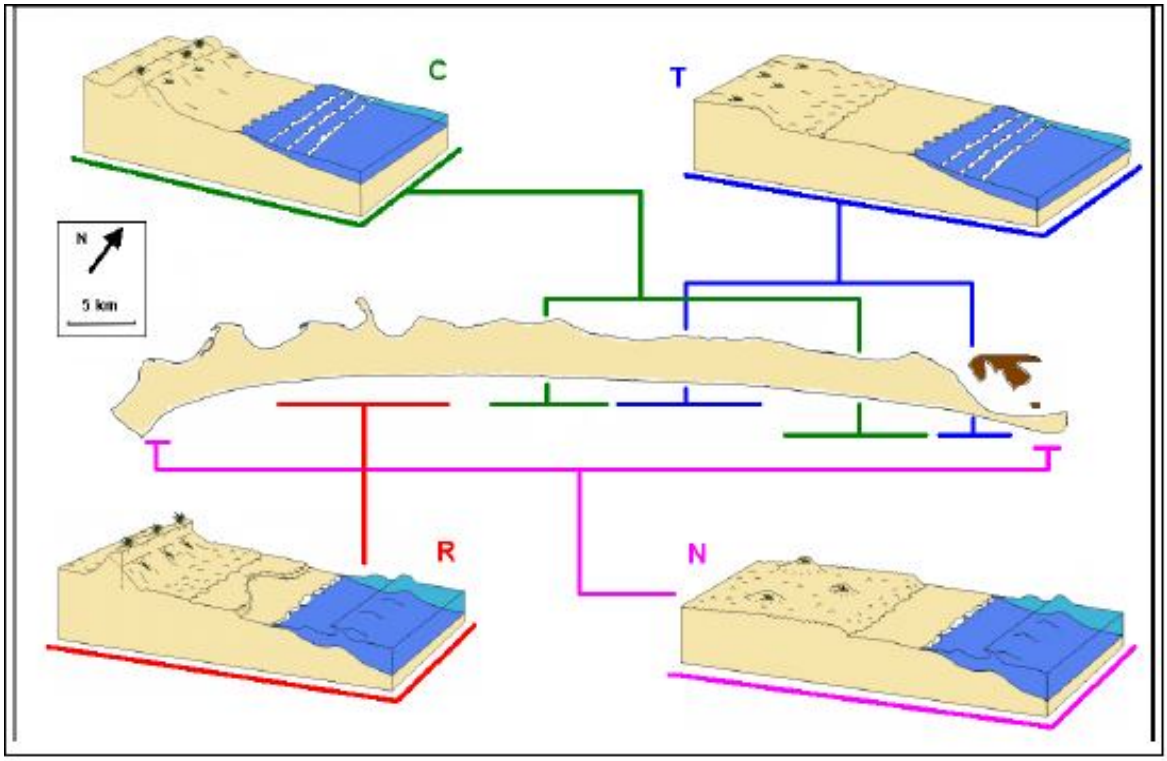



Figura 4.14: Distribuição espacial dos quatro tipos mais comuns de associação morfológica do sistema praia – duna frontal da Ilha Comprida, de acordo com Nascimento (2006). C: Cordões de dunas frontais em praia dissipativa. T: Terraço de duna frontal incipiente (DFI) com franja eólica, em praia dissipativa. R: Rampa de DFI sobre escarpa de duna antiga/estabelecida, em praia intermediária a dissipativa. N: *Nebkhas* isolados sobre terraço recoberto por franja eólica, em praia intermediária a dissipativa.

#### *4.2.2.2. Rupturas de Deflação (Blowouts)*

As rupturas de deflação ocorrem por praticamente toda a porção mais externa da Ilha Comprida, modificando os cordões de dunas frontais e, mais expressivamente, superimpostas ao cordão alto de paleoduna que se estende por maior parte da extensão da ilha (Figura 4.15). No campo de dunas livres da porção nordeste, rupturas de deflação retrabalham os cordões de dunas frontais e evoluem, mais para o interior, para dunas parabólicas. O cordão alto com rupturas de deflação inicia-se no km 54, onde se encontra a 900 m da linha de costa e aproxima-se gradativamente da costa rumo SW até o km 21, a partir de onde, até o km 5, encontra se em erosão na forma de falésias na praia. Nas porções mais internas desse cordão, as rupturas de deflação apresentam-se bastante vegetadas, o que indica pouca ou nenhuma atividade nos dias atuais. Já no trecho de costa erosiva do centro-sul da ilha, a cobertura vegetal é menor e as rupturas de deflação aparentam maior atividade, incluindo o avanço por até 300 m, sobre os cordões litorâneos mais internos. Observações em fotografias aéreas indicam predominância de mergulho dos lobos deposicionais das rupturas de deflação para NNW.

Figura 4.15: Rupturas de deflação ativas, vistas em foto aérea oblíqua (acima a esquerda), cortesia de Antonio Bonvicini. Vista em campo de grupo de rupturas de deflação, no centro sul

da ilha, de até 9 m de altura (abaixo a direita), e detalhe dos lobos deposicionais (acima, à direita, e abaixo, à esquerda).

#### *4.2.2.3. Dunas Parabólicas*

Dunas parabólicas têm ocorrência limitada, restrita ao campo de dunas localizado no nordeste da ilha, onde representam fácies morfológica de transição entre *blowouts* e dunas barcanas. Possuem extensão decamétrica, média de 4 m de altura e orientação voltada para NNW.

#### *4.2.2.4. Nebkhas*

Montículos isolados de *nebkhas* ocorrem em ambas as extremidades da ilha, adjacentes às desembocaduras lagunares e, por vezes, nas proximidades da foz dos córregos de maior porte. Sua presença, nas extremidades da ilha, pode ser atribuída ao aporte constante e regular de sedimentos oriundos das desembocaduras e às altas taxas de progradação. De acordo com Nascimento (2006), no caso específico dos córregos, uma maior superfície úmida e inundada, sobretudo na face da praia, promove maior coesão da areia e impede a geração de formas eólicas mais proeminentes.

#### *4.2.2.5. Franjas de Areia Eólica*

Franjas de areia eólica (Figura 4.16) possuem ampla ocorrência ao longo da praia da Ilha Comprida, ao sopé de dunas frontais incipientes em cordão ou por sobre mesmo tipo de duna, com forma de terraço, onde se distribuem ao redor de montículos de *nebkhas*.

#### *4.2.2.6. Cadeia Barcanóide*

Dunas barcanas lateralmente coalescentes (Figura 4.16) encontram-se no campo de dunas transgressivo localizado no nordeste da ilha. Possuem até 7 m de altura e rumo de deslocamento para NNW, observado em campo e em fotografias aéreas. A comparação entre fotografias aéreas de 1962 e 2000 sugere grande mobilidade dessas feições.

Figura 4.16: Franja de areia eólica na base de dunas frontais incipientes (esquerda). Formas barcanóides no campo de dunas livres do nordeste da ilha (direita).

### *4.2.2.7. Associação de Fácies Morfológicas*

As fácies morfológicas eólicas descritas nos subitens anteriores ocorrem associadas, de diferentes modos, ao longo da Ilha Comprida. Estas associações encontram-se descritas a seguir, com base em observações de campo e de fotografias aéreas ao longo de seis perfis transversais à ilha, cuja localização é indicada na Figura 4.17.

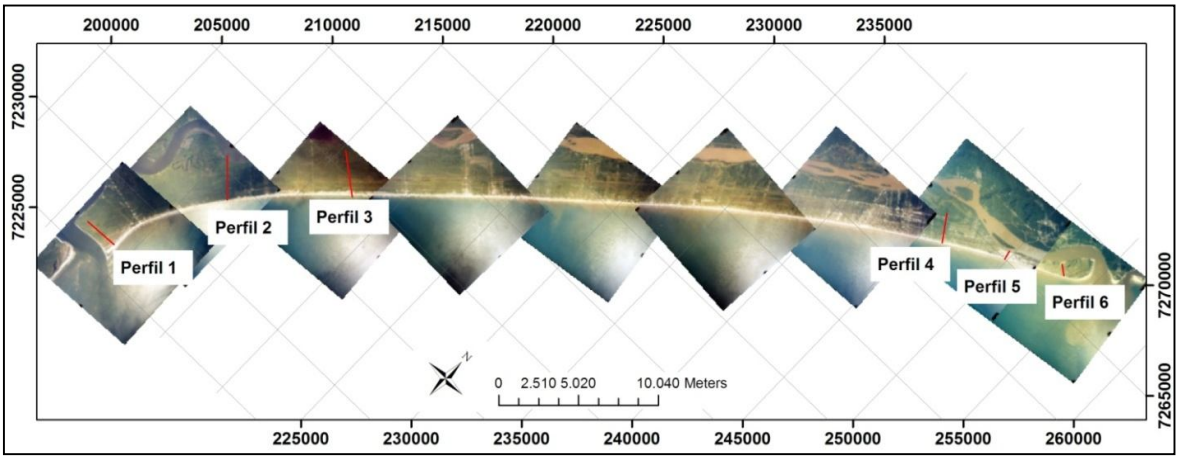



Figura 4.17: Mapa de localização dos perfis morfológicos transversais à Ilha Comprida.

O perfil 1 (Figura 4.18) localiza-se no extremo sudoeste da ilha. Nos primeiros 650 m da costa para o interior, observam-se cordões de dunas frontais baixas (menores que 1,5 m) com vegetação rala, provavelmente bastante recentes (dada a progradação de mais de 200 m observada na comparação entre as fotos aéreas de 1962 e 2000). Rumo ao interior, até a margem lagunar, reconhecem-se, em fotos aéreas, alinhamentos de cordões litorâneos com

vegetação densa. Este segundo conjunto de cordões é de origem praial, a julgar pela não observação de feições morfológicas eólicas, seja nas fotografias aéreas seja no campo.

No perfil 2 (Figura 4.18), os primeiros 60 m mais próximos à costa são formados por cordões de dunas frontais baixas (até 2,5 m), bastante lineares, regularmente espaçadas e com vegetação rala. Imediatamente ao interior, ocorre um cordão mais sinuoso e mais alto (até 5 m), com aproximadamente 50 m de largura, composto de diversas rupturas de deflação amalgamadas. Pelo amplo predomínio de presença de vegetação rala e arbustiva, observam-se poucos pontos, sem vegetação, onde essas rupturas de deflação possam ser consideradas ativas. Rumo ao interior da ilha, até a margem lagunar, o terreno, coberto por vegetação densa, apresenta alinhamentos de cordões litorâneos baixos, sem formas de relevo diagnósticas, provavelmente cristas praias.

O perfil 3 (Figura 4.18) inicia-se na praia com falésias esculpidas sobre dunas frontais estabelecidas, em processo de retrabalhamento por rupturas de deflação. Estas rupturas de deflação estendem-se por até 200 m ao interior, para onde se tornam progressivamente mais altas, até cerca de 9 m. Embora vegetação arbustiva esteja presente, a existência de áreas decamétricas sem vegetação indica que estas rupturas de deflação ainda estão ativas. Mais ao interior, assim como nos perfis 1 e 2, alinhamentos de cordões praiais são visíveis em fotos aéreas, apesar da vegetação densa e da forma de relevo pouco proeminente em campo.

No perfil 4 (Figura 4.18), localizado no nordeste da ilha, os 700 m mais próximos à praia são caracterizados por cordões de dunas frontais baixas (até 2 m de altura), com alguma sinuosidade e vegetação rala. Esta faixa de dunas frontais separa-se da porção mais interior com cordões praiais por cordão com rupturas de deflação, bastante sinuoso, de até 8 m de altura. A presença de vegetação arbustiva recobrindo toda a forma de relevo deste cordão indica que ele não se encontra ativo atualmente.

O perfil 5 (Figura 4.18) localiza-se na zona de máximo estreitamento da Ilha Comprida (extremo nordeste), com 500 m de largura, onde está presente o campo de dunas transgressivo. Nos 200 m mais próximos à praia, ocorrem alinhamentos de cordões de dunas frontais baixas (até 2 m de altura) sucessivamente mais sinuosos rumo à margem lagunar. Mais para o interior, essa sinuosidade torna-se tão acentuada que a morfologia de cordão não está mais presente e somente se observam rupturas de deflação que evoluem ao interior da ilha para dunas parabólicas com rastros lineares e cadeias barcanóides mal formadas, de até 7 m de altura. Esta passagem de feições mais deflacionares para feições mais deposicionais pode ser relacionada ao aumento da razão entre saldo sedimentar eólico (influxo/efluxo) e espaço de acumulação, rumo ao interior (Giannini *et al.*, 2009).

O perfil 6 (Figura 4.18) está localizado no extremo nordeste da ilha, a NE da zona de máximo estreitamento. Com base em observações em campo e por fotos aéreas, constata-se

ao longo deste perfil uma sucessão de alinhamentos de dunas frontais bastante baixas (até 3 m), com alguma sinuosidade e presença de vegetação rala a arbustiva.

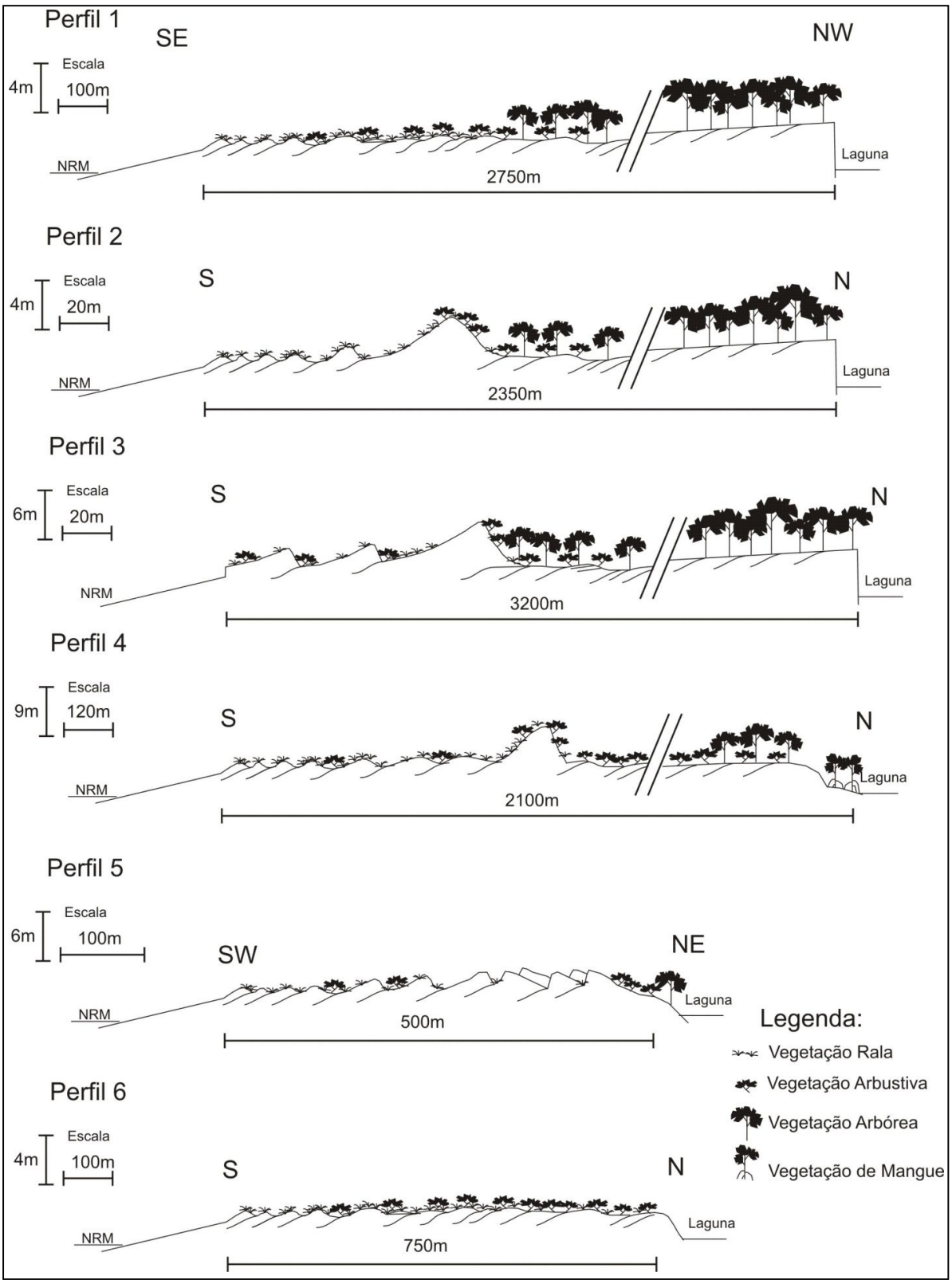



Figura 4.18: Perfis morfológicos transversais à Ilha Comprida.

### *4.2.2.8. Fácies Deposicionais*

A descrição das fácies deposicionais teve como objetivo sua correlação com as fácies morfológicas, e, por extensão, o entendimento de seus processos sedimentares formadores. Ao todo, nove fácies deposicionais foram identificadas em afloramentos e trincheiras (Figura 4.19): areia com estratificação plano-paralela (Ap); areia com estratificação plano-paralela, rica em icnofósseis (Api); areia com estratificação cruzada plana (Acp); areia com estratificação cruzada cavalgante (Acc), areia com estratificação cruzada cíclica, rica em icnofósseis (Acci), areia com estratificação cruzada lenticular (Acl), areia maciça (Am), areia com estratificação cruzada *hummocky* (Ah) e lama com troncos (Lt). A seguir encontram-se listadas e descritas as fácies em ordem de abundância.

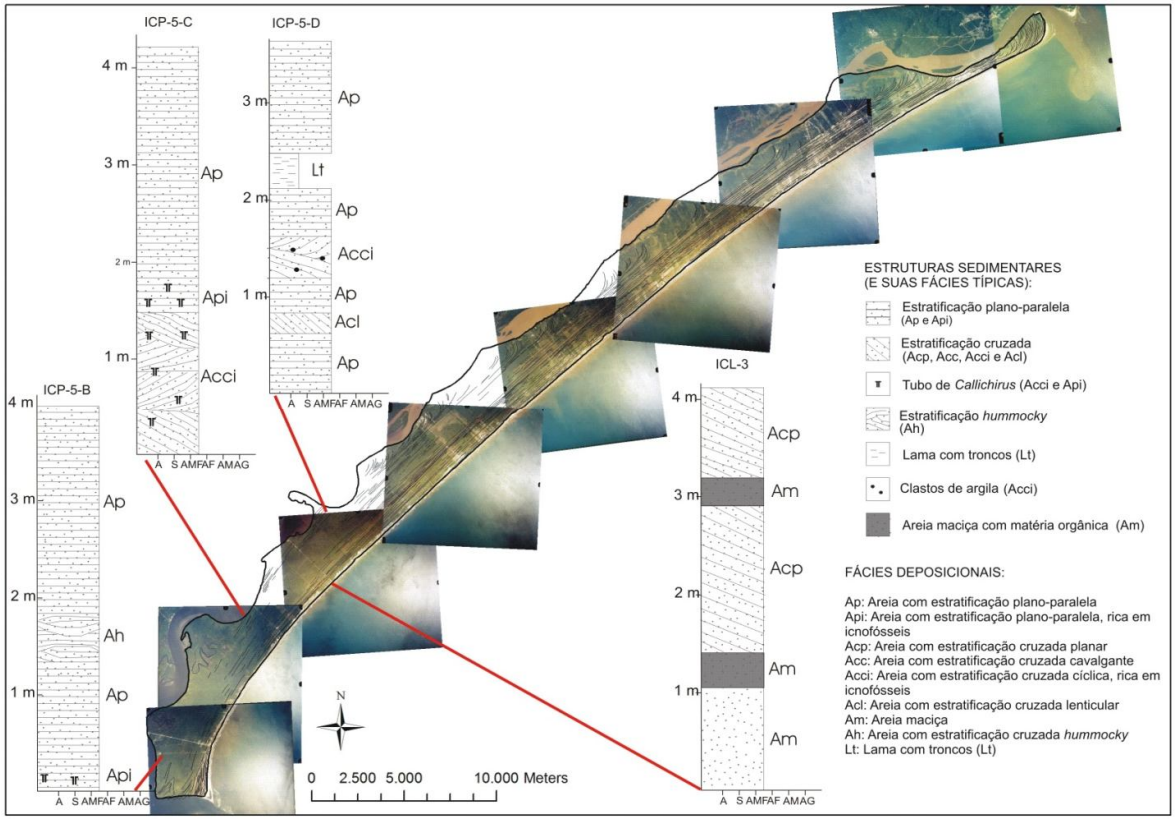



Figura 4.19: Associação de fácies encontrada na Ilha Comprida

A fácies Ap (Figura 4.20) é a mais comum nas falésias e trincheiras do interior da ilha. Corresponde a areias finas com estratificação plano-paralela, associadas a icnofósseis esporádicos, com forma de tubos maciços, verrugosos (*Ophiomorpha nodosa*), de cerca de

5cm de diâmetro, característicos do artrópodo *Callichirus major*. Nas trincheiras, esta foi a única fácies identificada. Imediatamente sob ela, em passagem bem definida, ocorre com freqüência a fácies Api, diferenciada de Ap apenas pela maior abundância de tubos de *Callichirus*. Considerando que estes icnofósseis correspondem a domícnia com profundidade métrica, cujo topo se situa aproximadamente no terraço de espraiamento de baixamar, a fácies Api, rica em tubos, pode ser relacionada a processos de espraiamento na zona de baixamar, enquanto a fácies Ap registraria o mesmo processo ocorrendo em posições mais ao continente.

Figura 4.20: Fácies Ap e Api encontradas em falésias na margem lagunar da Ilha Comprida (fotos superior direita e inferior) e em trincheiras (foto superior esquerda). Ponto IC-2-FML-1. À

direita e acima, notar icnofóssil atribuído a *Callichirus major*. Na foto inferior, a parte branca do afloramento corresponde a horizonte eluvial de espodossolo.

A fácies Am ocorre em afloramentos de dunas frontais e de rupturas de deflação. Ocorre intercalada com Acp ou separando as fácies Ap (abaixo) e Ac. Trata-se de nível centimétrico de areia fina a média com material carbonoso, rizólitos e localmente partículas subcentimétricas de carvão, interpretado como paleossolo.

As fácies Acp e Acc ocorrem associadas às feições eólicas da ilha. A fácies Acc, característica de dunas frontais em cordão (Figura 4.21), é composta por areias finas com estratificação cruzada cavalgante, cuja parte superior guarda correspondência com a forma da duna frontal ativa. O cavalgamento da duna eólica estaria ligado a alta taxa de acréscimo vertical, em detrimento da migração da duna para o interior, devido à estabilização da areia por vegetação pioneira. Já a fácies Acp (Figura 4.21) associa-se à migração dos lobos deposicionais de rupturas de deflação ou de dunas eólicas parabólicas. As séries (*sets*) de estratificações cruzadas nesta fácies apresentam espessuras de até 2 m e superfícies delimitantes e laminações internas com rumo de mergulho preferencial para NW (Figura 4.22). Por vezes, como no ponto IC-13-PD-2 (Figura 4.23), são encontradas séries, justapostas lateralmente, com rumos de mergulho divergentes em até 90 graus, truncadas no topo por outra série com azimute de mergulho intermediário. Este padrão é interpretado como resultante da superposição das paredes externas opostas (da ruptura de deflação ou duna parabólica) pelos depósitos de lobo deposicional (Giannini *et al.*, 2009). É interessante notar que o grau de estabilização do depósito eólico pela vegetação, decrescente das dunas frontais para as rupturas de deflação e dunas parabólicas, reflete-se na transição da fácies Acc para a Acp. Quanto mais fixa pela vegetação é a duna, maior a tendência para empilhamento agradacional e, portanto, para a produção de fácies Acc com cavalgamento supercrítico. Em contraposição, em dunas menos fixas, a desestabilização pelo vento forma rupturas de deflação com padrão de cavalgamento (fácies Acc) crítico a subcrítico e, com aumento ainda maior da desestabilização, gera séries de estratificações cruzadas com superfícies delimitantes mergulhando para o interior, típicas da fácies Acp.

Figura 4.21: Fácies Acc (acima), ponto IC-26-D, relacionada a cavalgamento de dunas frontais e fácies Acp, ponto IC-14-D-2, resultado da migração para o continente de lobos deposicionais de rupturas de deflação.

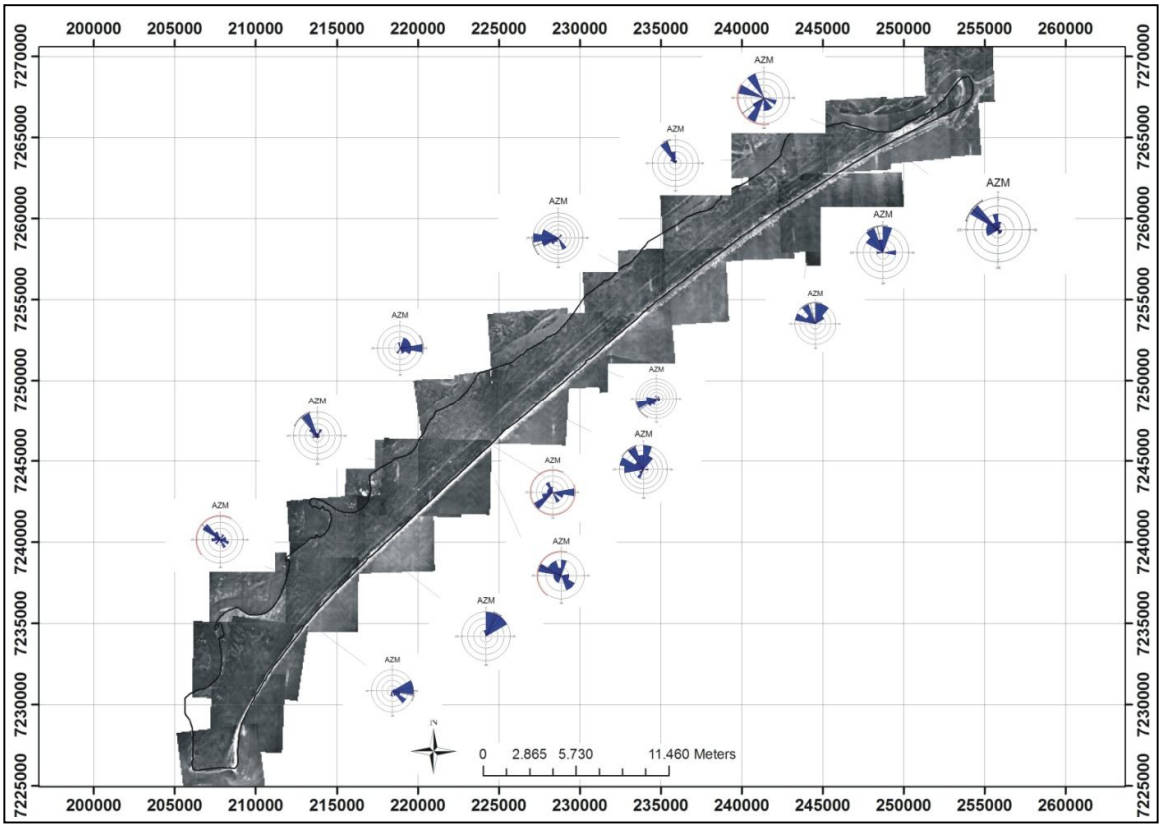



Figura 4.22: Diagramas de rosetas das medidas de.estratificações cruzadas na fácies Acp, indicando predominância de mergulhos para NW.

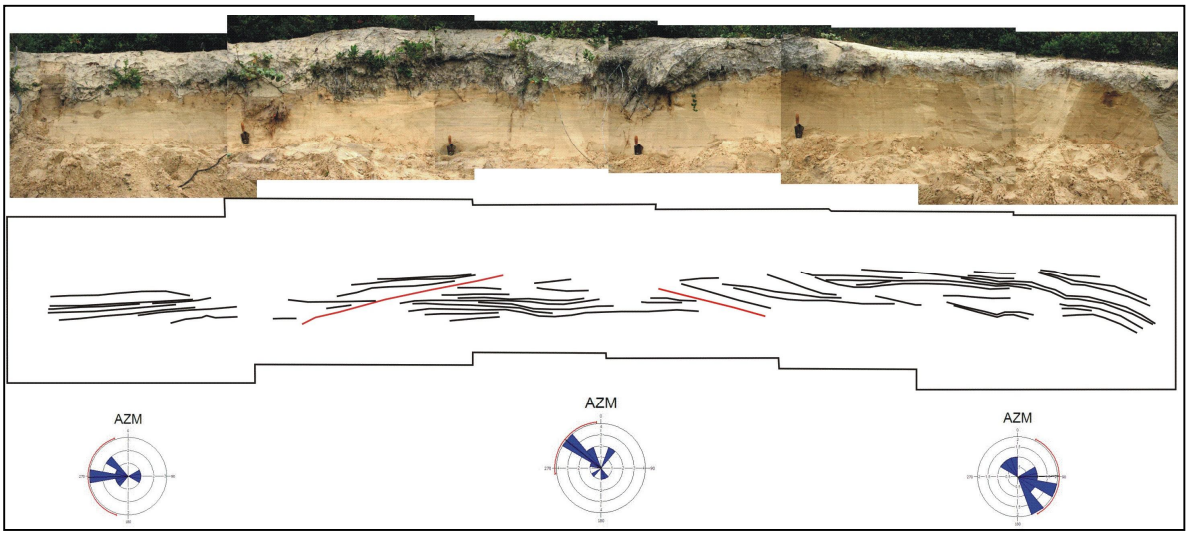



Figura 4.23: Séries de fácies Acp (ponto IC-13-PD-2) justapostas lateralmente, com direções de mergulho predominantes divergentes.

A intercalação entre as fácies Acp e Am (Figura 4.24) é a principal associação encontrada nas rupturas de deflação, indicativa de diferentes fases de atividade eólica com períodos de estabilização dessas feições pela vegetação. Freqüentemente, essa associação

de fácies ocorre sobreposta a fácies Ap em empilhamento resultante da migração das fácies eólicas costeiras sobre cordões praias mais antigos.

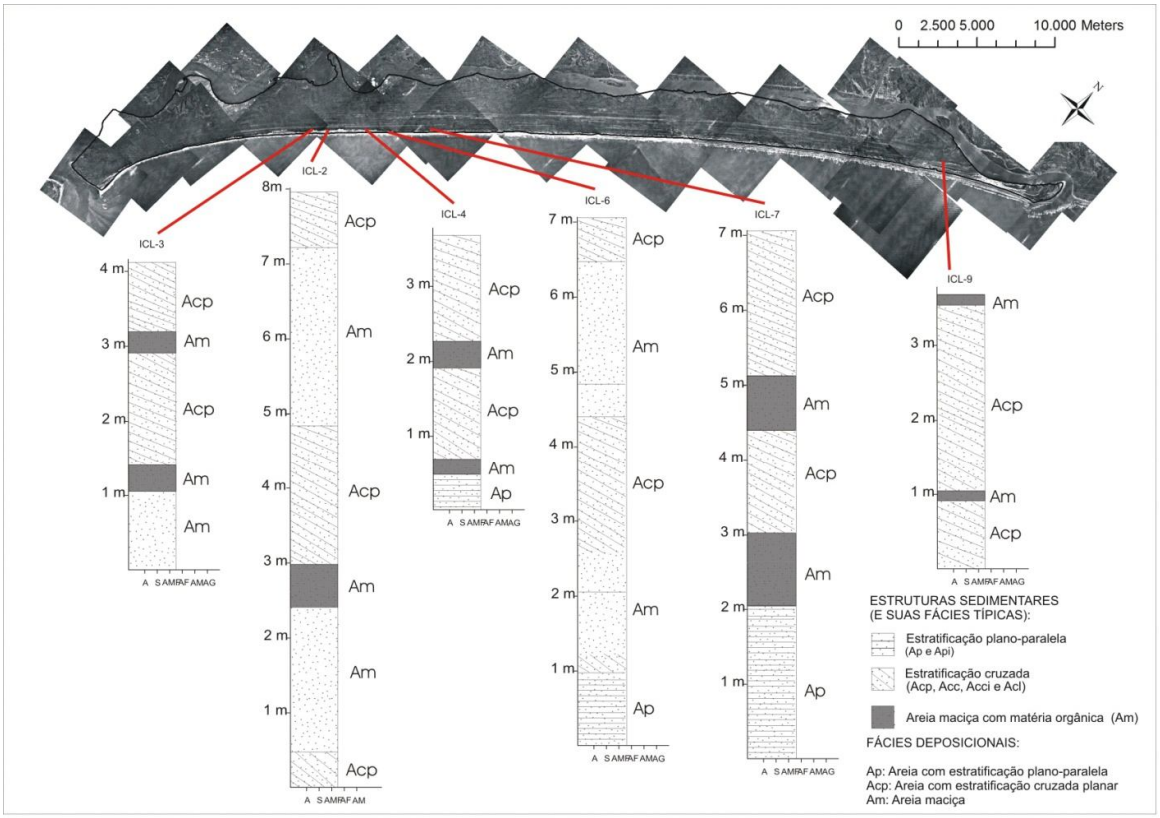



Figura 4.24: Associação de fácies encontradas no cordão de rupturas de deflação com alternância das fácies Acp e Am, que representam diferentes fases deposicionais, e sobreposição dessas fácies subaéreas às fácies subaquosas (Ap).

A fácies Acl ocorre na forma de lentes de poucos decímetros de espessura, associada a ou entre recorrências de fácies Api. Deve corresponder ao registro da migração de formas de leito movidas por correntes de retorno e/ou de barra de arrebentação de ondas.

Na fácies Acci (pontos IC-11-FML, IC-17-FML e IC-23-FML), as areias finas contêm *Ophiomorpha* em abundância e estratificação cruzada (Figura 4.25), com mergulho aparente para NE e variação cíclica de espessura e nitidez, aos moldes de feixes de maré (*tidal bundles*). Clastos de lama tabulares milimétricos a centimétricos ocorrem às vezes associados (Figura 4.25). Esta fácies é interpretada como produto da migração de barras lineares e/ou de ondas de areia sob influência do ciclo de maré. Pode-se tratar de formas de leito ligadas à arrebentação de ondas ou a correntes de maré semi-confinadas à paleodesembocadura da

terminação nordeste da ilha. Entretanto, a associação com clastos de lama, sugestiva de proximidade às fácies lagunares de retrobarreira ou mesmo do retrabalhamento de filmes de lama (*mud drapes*) depositados na estofa, fortalece a segunda hipótese (Guedes, 2003; Giannini *et al*., 2003a, 2009).

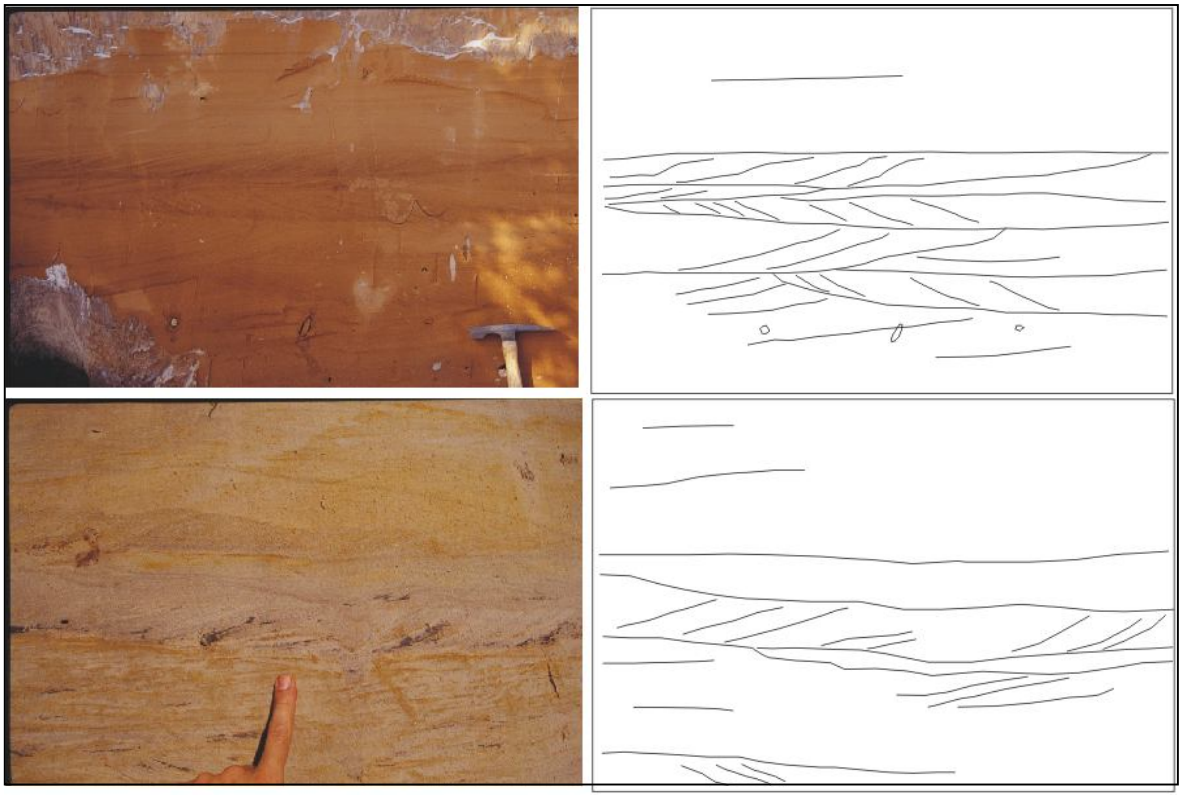


Figura 4.25: Fácies Acci nos pontos IC-11-FML (abaixo) e IC-17-FML (acima). Notar ciclicidade evidente das laminações cruzadas nas duas séries sigmóides do meio da fotografia (acima). Abaixo, detalhe dos clastos de lama.

A fácies Ah foi encontrada em falésia do extremo sudoeste da face lagunar da ilha (ponto IC-3-FML-4), em meio à fácies de espraiamento Ap (Figura 4.26). Ocorre sob a forma de camada subtabular de 45 cm de espessura de areia fina, com continuidade lateral por todo o afloramento (decamétrica), com base erosiva, caracterizada pela alta concentração de minerais pesados e pela presença de megaondulações simétricas, com truncamentos côncavo-convexos (Figura 4.26). Localmente, as megaondulações aparentam estar deformadas por liquidificação. A geometria e dimensões das ondulações, compatíveis com estratificação cruzada *hummocky e swaley* (Duke, 1985; Yagishita *et al.*, 1992), e a concentração de minerais pesados (Buynevich *et al.,* 2004), típica da ação de eventos de alta energia, leva a supor que a camada é o resultado de tempestade costeira, com conseqüente elevação instantânea do nível do mar, atuando sobre zona normalmente caracterizada por águas rasas (espraiamento de

ondas de bom tempo). Admitida esta hipótese, a camada em questão marcaria uma superfície de tempo, com boa continuidade lateral. Desse modo, sua ocorrência restrita à extremidade sudoeste da ilha seria explicada pela pequena extensão longitudinal da barreira na época da ocorrência da suposta tempestade.

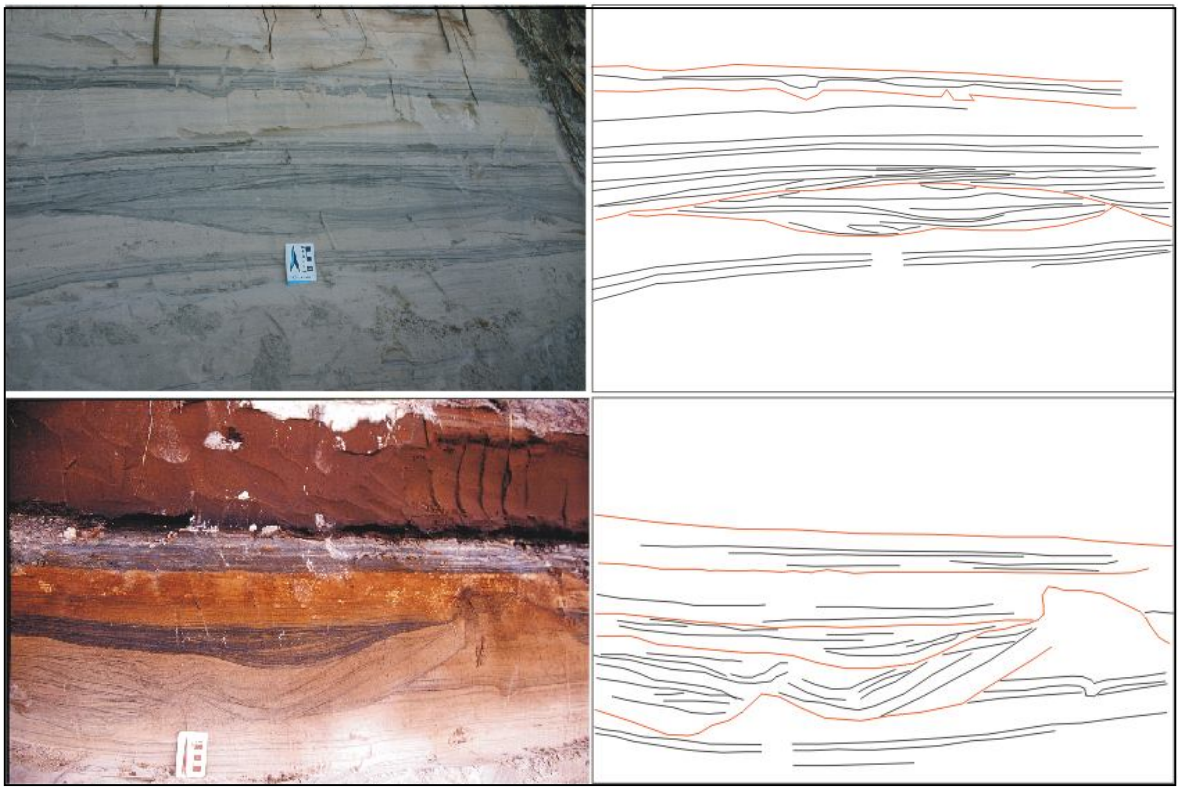


Figura 4.26: Fácies Ah no ponto IC-3-FML-4. Notar ocorrência entre depósitos da fácies Ap, grande concentração de minerais pesados, presença de estruturas de deformação eodiagenética e base erosiva.

A fácies Lt ocorre entre Acci e Ap no ponto IC-17-FML-1. Consiste de camada de 35 cm de espessura de argila preta com fragmentos de madeira de tamanho variado, incluindo tronco de diâmetro decimétrico em posição vertical. Representa depósitos de mangue de retro-barreira. A sucessão vertical encontrada neste ponto pode ser interpretada como resultante do avanço longitudinal (para NE) do conjunto barreira-laguna sobre a antiga zona de desembocadura, seguido de estabelecimento e soterramento do mangue por transgressão local da costa (provavelmente via sobrelavagem ou *washover*) ou mesmo como um empilhamento transgressivo (Guedes, 2003; Giannini *et al.*, 2003a, 2009).

## *4.3. Análises sedimentológicas*

### 4.3.1. Granulometria

Os resultados granulométricos, de forma geral, confirmam estudos pretéritos na região, com amplo predomínio de amostras classificadas como areia fina (86% dos casos) a muito fina (14%), muito bem selecionada (58%) a bem selecionada (42%). Diversas tentativas de agrupamento das amostras foram experimentadas para verificar assinaturas dos processos (fácies) sedimentares na granulometria (

Tabela 4.1). Entretanto, nota-se que o fator predominante na determinação dos valores médios do diâmetro médio e da seleção dos grãos é o geográfico. Em todos os agrupamentos tentados para estes dois parâmetros, seja por processos seja por feições morfológicas, a tendência de amostras mais finas e melhor selecionadas para NE é marcante. Já a assimetria comportou-se como indicador eficiente de processo deposicional, capaz de diferenciar transporte subaquoso de subaéreo, sem influência aparente de variáveis geográficas ou espaciais. Apresentam-se, a seguir, os resultados, e seus respectivos significados interpretativos, para cada um dos três parâmetros estatísticos clássicos da distribuição granulométrica.

Tabela 4.1: Medidas estatísticas descritivas de granulometria calculadas para diferentes agrupamentos de amostras. N: número de amostras; Q1: primeiro quartil; Q3: terceiro quartil.

| DIÂMETRO MÉDIO | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tipo | Cordao Interno | Duna Ativa | Duna frontal | Paleoduna | Paleopraia | Praia | Subaérea | Subaquosa |
| N | 25 | 4 | 88 | 47 | 16 | 65 | 139 | 106 |
| Média | 2,82 | 2,96 | 2,82 | 2,62 | 2,75 | 2,77 | 2,76 | 2,78 |
| Desvio Padrão | 0,15 | 0,07 | 0,22 | 0,22 | 0,13 | 0,25 | 0,24 | 0,22 |
| Mínimo | 2,50 | 2,88 | 2,23 | 2,00 | 2,49 | 2,18 | 2,00 | 2,18 |
| Q1 | 2,69 | 2,89 | 2,72 | 2,48 | 2,64 | 2,55 | 2,58 | 2,62 |
| Mediana | 2,80 | 2,96 | 2,83 | 2,61 | 2,74 | 2,80 | 2,79 | 2,80 |
| Q3 | 2,95 | 3,02 | 2,97 | 2,77 | 2,86 | 2,99 | 2,94 | 2,95 |
| Máximo | 3,07 | 3,03 | 3,50 | 3,00 | 2,96 | 3,13 | 3,50 | 3,13 |

| ASSIMETRIA | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tipo | Cordao Interno | Duna Ativa | Duna frontal | Paleoduna | Paleopraia | Praia | Subaérea | Subaquosa |
| N | 25 | 4 | 88 | 47 | 16 | 65 | 139 | 106 |
| Média | -0,19 | 0,49 | 0,24 | 0,42 | -0,02 | -0,14 | 0,30 | -0,13 |
| Desvio Padrão | 0,68 | 0,34 | 0,53 | 0,30 | 0,38 | 0,74 | 0,47 | 0,68 |
| Mínimo | -2,17 | 0,01 | -1,29 | -0,11 | -0,75 | -3,76 | -1,29 | -3,76 |
| Q1 | -0,53 | 0,13 | -0,04 | 0,20 | -0,19 | -0,52 | 0,05 | -0,47 |
| Mediana | -0,23 | 0,60 | 0,25 | 0,35 | 0,02 | -0,08 | 0,30 | -0,07 |
| Q3 | 0,20 | 0,75 | 0,54 | 0,64 | 0,12 | 0,46 | 0,58 | 0,35 |
| Máximo | 0,93 | 0,76 | 1,97 | 1,03 | 0,87 | 1,32 | 1,97 | 1,32 |

| DESVIO PADRÃO | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tipo | Cordao Interno | Duna Ativa | Duna frontal | Paleoduna | Paleopraia | Praia | Subaérea | Subaquosa |
| N | 25 | 4 | 88 | 47 | 16 | 65 | 139 | 106 |
| Média | 0,32 | 0,29 | 0,33 | 0,35 | 0,34 | 0,37 | 0,34 | 0,35 |
| Desvio Padrão | 0,05 | 0,03 | 0,06 | 0,05 | 0,04 | 0,08 | 0,06 | 0,07 |
| Mínimo | 0,22 | 0,25 | 0,19 | 0,24 | 0,28 | 0,23 | 0,19 | 0,22 |
| Q1 | 0,28 | 0,26 | 0,29 | 0,32 | 0,30 | 0,31 | 0,29 | 0,30 |
| Mediana | 0,33 | 0,30 | 0,33 | 0,35 | 0,33 | 0,36 | 0,34 | 0,34 |
| Q3 | 0,36 | 0,31 | 0,37 | 0,38 | 0,36 | 0,41 | 0,38 | 0,39 |
| Máximo | 0,44 | 0,31 | 0,52 | 0,49 | 0,45 | 0,57 | 0,52 | 0,57 |

#### *4.3.1.1. Diâmetro Médio*

Apesar da grande homogeneidade das amostras quanto à classe granulométrica (1,0 phi) de incidência do diâmetro médio, o mapa de distribuição espacial deste parâmetro evidencia padrão de variação longitudinal bem definido (Figura 4.27). Tanto para amostras de praia e paleopraia como para dunas ou paleodunas, a tendência observada é de diâmetro médio mais grosso na porção centro-sul da ilha, conforme já descrito previamente na praia atual por Tanaka *et al.* (2005), Nascimento (2006), Nascimento *et al.* (2008) e Giannini *et al.* (2009). Dentre as amostras com deposição subaérea, as paleodunas distinguem-se das dunas

pelo diâmetro em média 0,2 phi mais grosso, indício de que a relação energia/aporte eólicos foi mais elevada no passado de que atualmente. Significa que, no passado, o vento formador das dunas foi mais enérgico e/ou que processos de concentração residual de grossos por deflação, ligados a falta de suprimento, foram mais importantes.

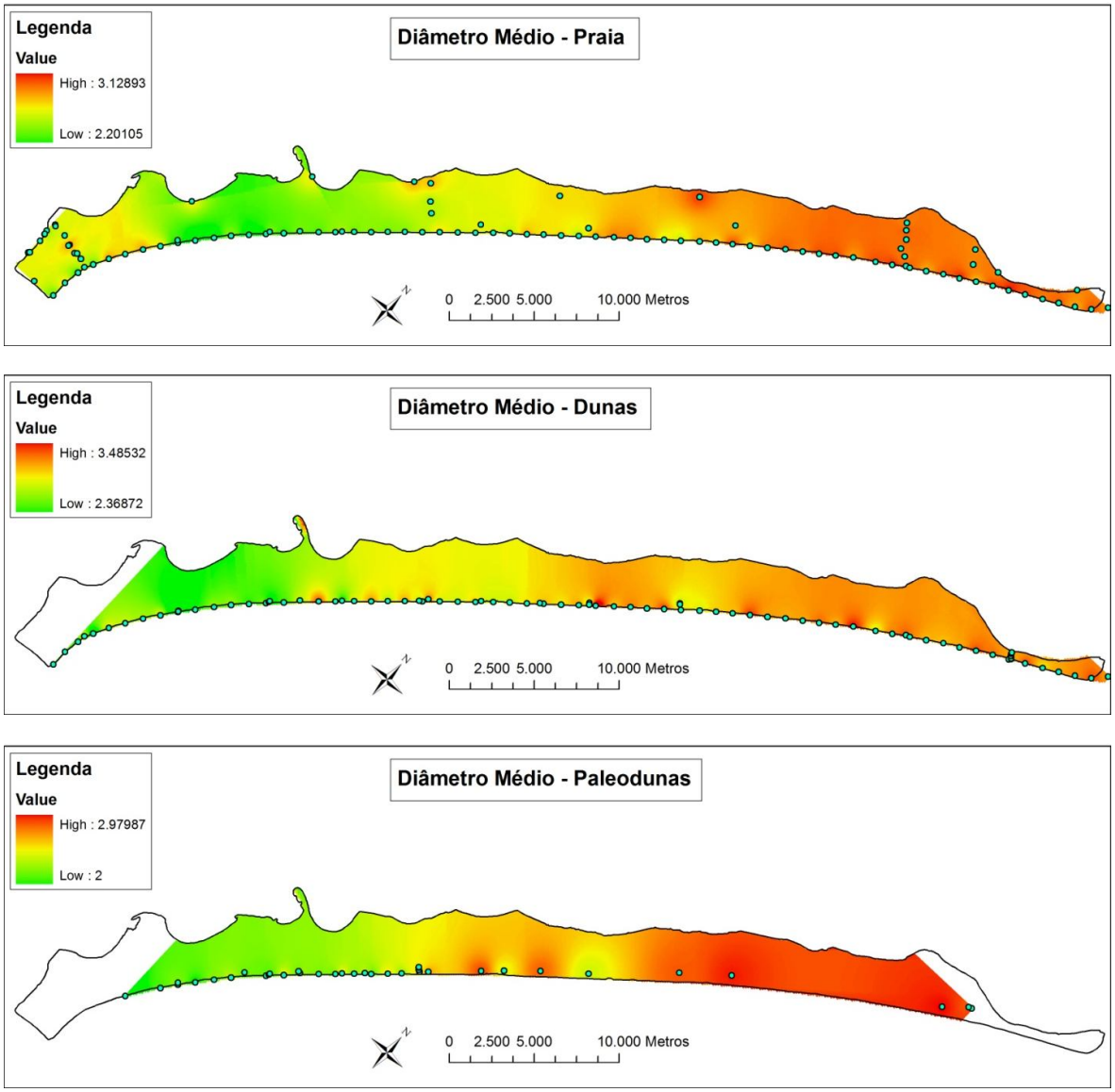
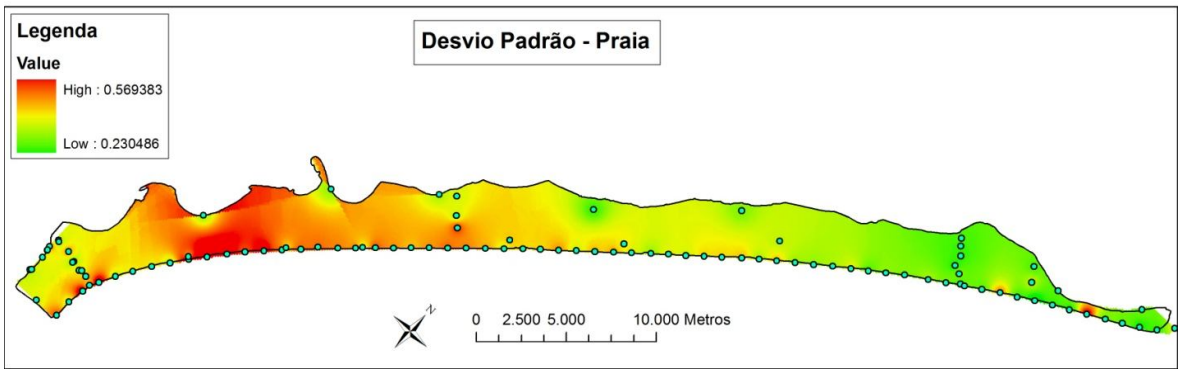
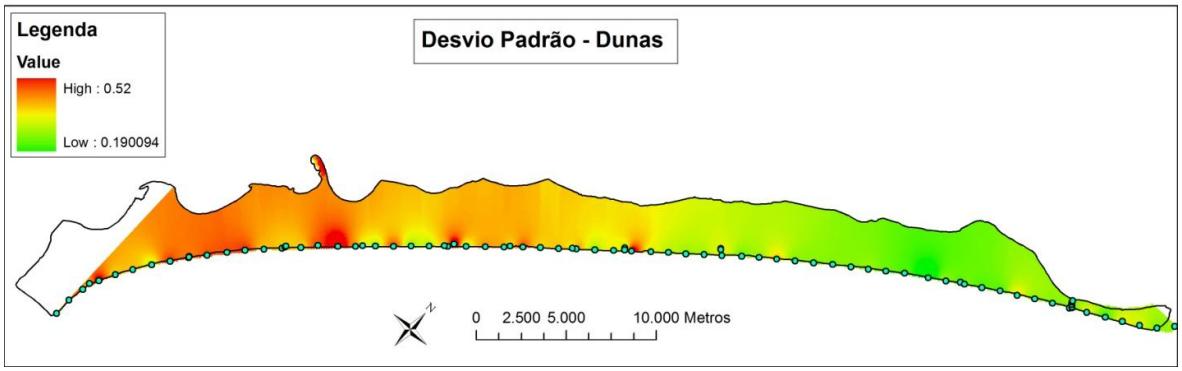



Figura 4.27: Mapas de variação de diâmetro médio para amostras de praia, dunas e paleodunas.

### *4.3.1.2. Desvio Padrão*

O comportamento espacial do desvio padrão evidencia condicionamento geográfico similar ao do diâmetro médio, isto é, valores mais elevados na porção centro-sul da Ilha Comprida (Figura 4.28). As amostras melhor selecionadas encontram-se na extremidade nordeste da ilha, enquanto as pior selecionadas se localizam no centro-sul. Não se observam variações significativas transversais à linha de costa.



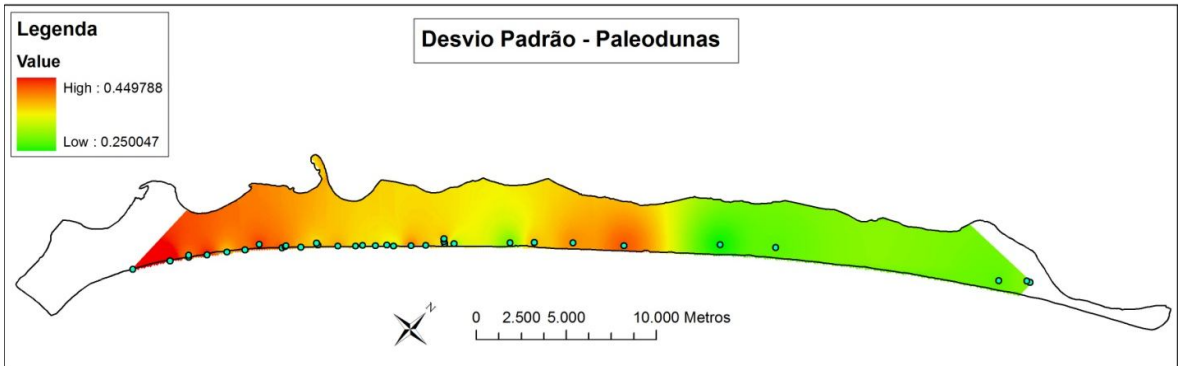
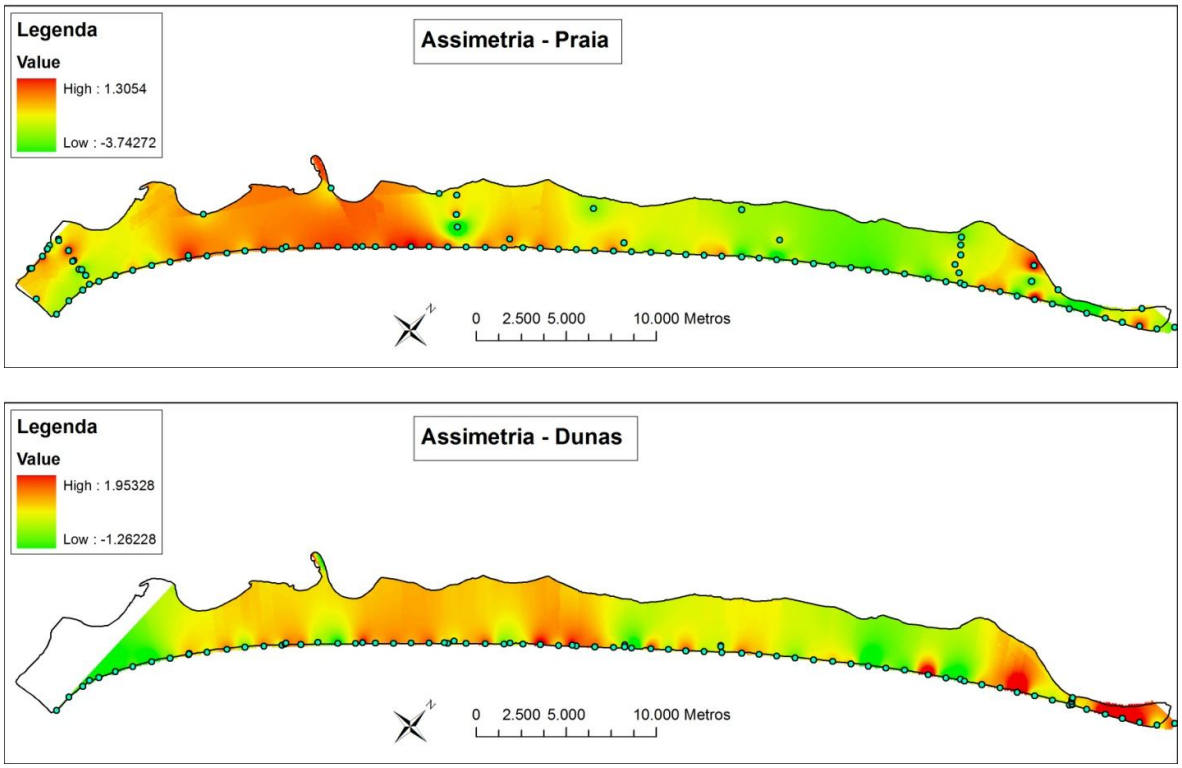



Figura 4.28: Mapas de variação do desvio padrão da distribuição granulométrica para amostras de praia, dunas e paleodunas.

#### *4.3.1.3. Assimetria*

Dentre as amostras analisadas, 16% foram classificadas como aproximadamente simétricas, segundo os critérios de Folk & Ward (1957). Dentro do grupo das assimétricas, 28% apresentam assimetria negativa e 56%, positiva. A assimetria aparenta ter controle geográfico menos importante que o diâmetro médio e o desvio padrão (Figura 4.29). O mesmo padrão de variações divergentes a partir do centro-sul da ilha, encontrado nos outros parâmetros, observa-se na assimetria apenas para amostras de deposição subaquosa (praia), tornando-se quase irreconhecível nos mapas de dunas e paleodunas.



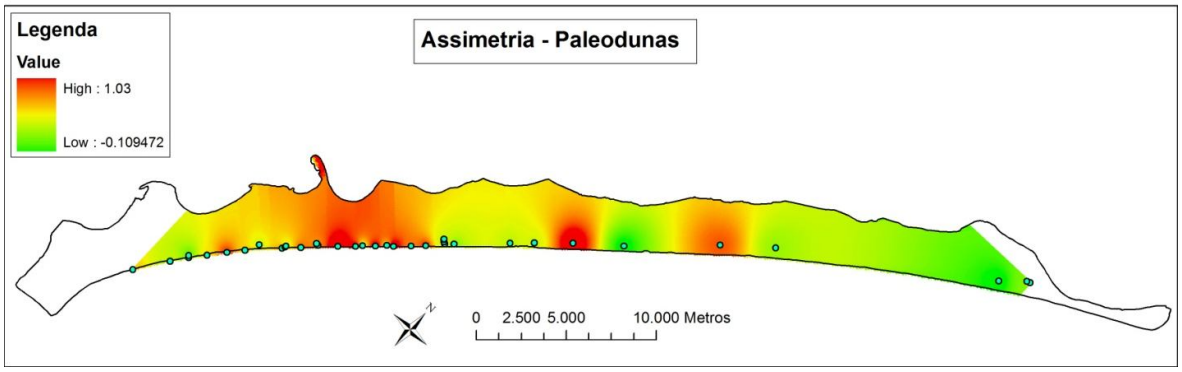



Figura 4.29: Mapas de variação da assimetria da distribuição granulométrica para amostras de praia, dunas e paleodunas.

### 4.3.2. Minerais pesados

A concentração média em massa de minerais pesados na fração areia muito fina é de 6,70% (média de todas as amostras). Nas amostras de deposição subaérea, esta média é cerca de três vezes maior que nas de deposição subaquosa (8,77% contra 3,15%). A distribuição espacial da proporção de minerais pesados (Figura 4.30) obedece aparentemente ao padrão de circulação costeira proposto por Nascimento (2006), Nascimento *et al.* (2008) e Giannini *et al.* (2009), com maiores concentrações na porção centro-sul da ilha, interpretada como de divergência de células de deriva litorânea longitudinal. Este resultado demonstra que a variação geográfica da proporção total de minerais pesados supera a variação devida ao tipo de agente deposicional.

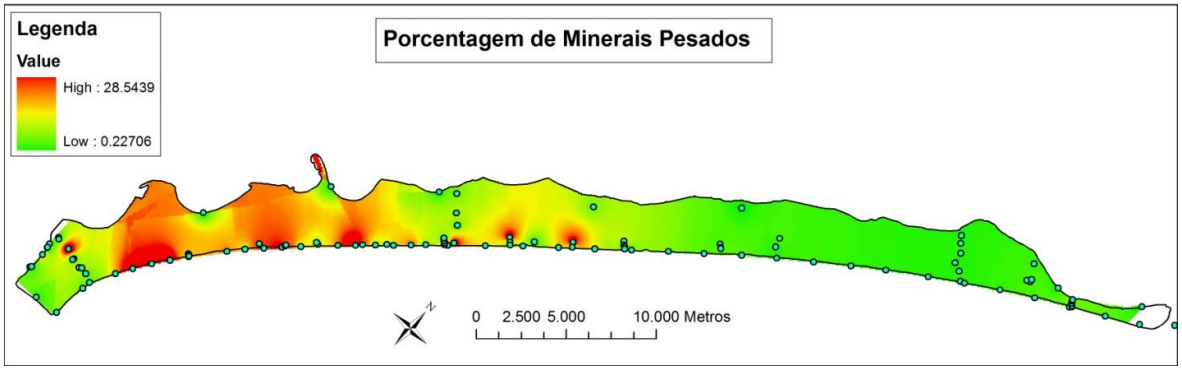



Figura 4.30: Mapa de variação da porcentagem em massa de minerais pesados na classe granulométrica areia muito fina.

A ocorrência de certos minerais, aliada a sua tipologia, são bons indicativos de áreas fontes primárias. A seguir, descrevem-se os principais minerais pesados encontrados, bem com suas possíveis proveniências:

- Turmalina (Figura 4.31): ocorre em cores variadas, com ampla predominância do pardo, incluindo também o verde e o azul ("indicolita"). Grãos bicolores são comuns nas seções basais. Encontra-se freqüentemente sob as formas equidimensional e prismática, arredondada a subarredondada. Pode ser originária de rochas graníticas, veios pegmatíticos e rochas metamórficas do embasamento cristalino. A origem a partir de sedimentos retrabalhados não pode ser descartada, dada a coexistência de formas prismáticas angulosas e subcirculares bem arredondadas.

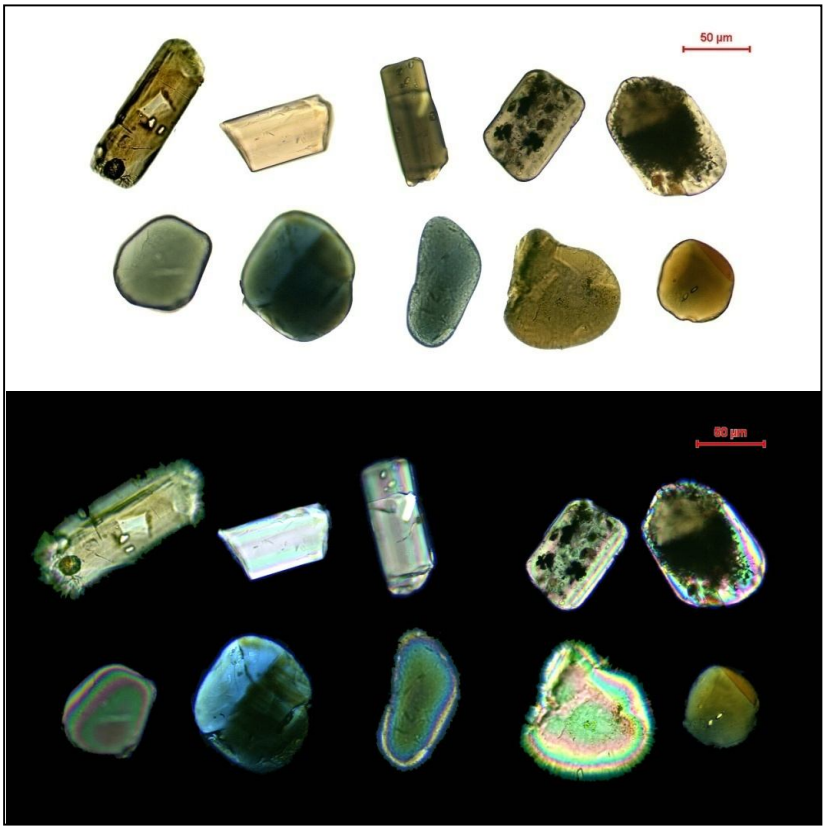



Figura 4.31: Diferentes tipos de turmalina encontrados na fração areia muito fina de sedimentos da Ilha Comprida. Notar a grande variedade de cores, formas e inclusões. Quadro superior com polarizadores paralelos e inferior com polarizadores cruzados.

- Grupo do epídoto (Figura 4.32): encontrado predominantemente na cor amarelo esverdeado (epídoto *sensu stricto* ou "pistachita"), ocorre também em grãos amarelo pardo e incolores (estes últimos, provavelmente, de zoisita ou clinozoisita), por vezes apresentando aspecto sujo

ou corroído. Observa-se amplo predomínio de formas equidimensionais, sendo rara a presença de grãos prismáticos alongados. O epídoto pode ter como fonte os gnaisses e migmatitos do Complexo Cristalino, bem como rochas graníticas ou mesmo intrusivas alcalinas (Morrete e morro São João).

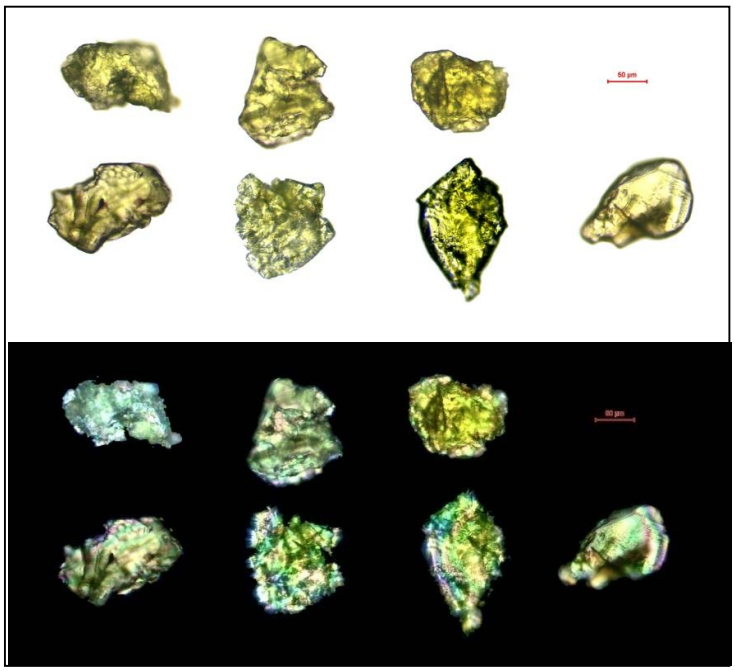


Figura 4.32: Grãos de epídoto, na fração areia muito fina de sedimentos da Ilha Comprida. Quadro superior com polarizadores paralelos e inferior com polarizadores cruzados.

- Zircão (Figura 4.33): encontrado principalmente na variedade incolor, sendo raros os grãos róseos. Ocorre desde bem arredondado até anguloso prismático, com terminações piramidais, por vezes quebrado. Pouco freqüentes são as variedades zonada, apresentando linhas de crescimento, e com metamictização. Mineral muito resistente e comum, é provavelmente originário das rochas do Complexo Cristalino e do Supergrupo Açungui.

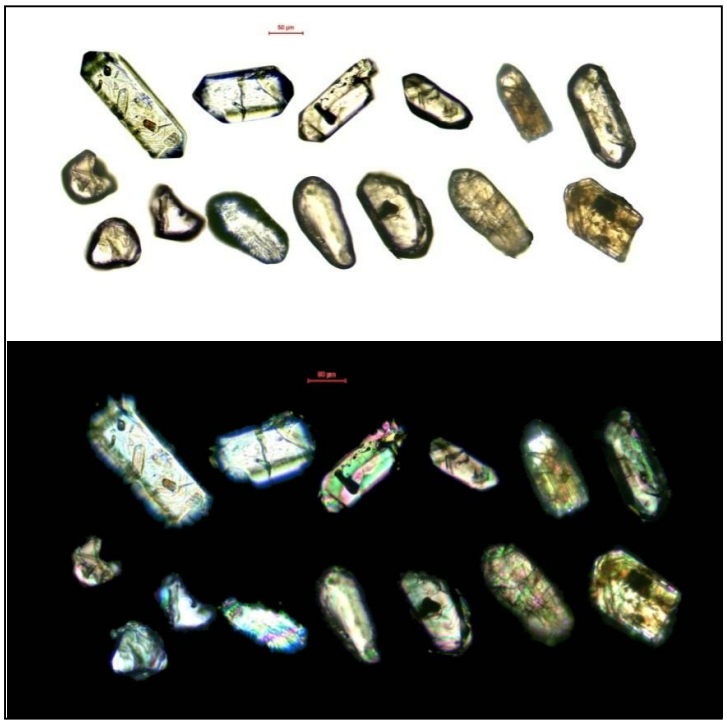


Figura 4.33: Diferentes tipos de zircão observados na fração areia muito fina de sedimentos da Ilha Comprida. Notar a variedade de graus de arredondamento. Quadro superior com polarizadores paralelos e inferior com polarizadores cruzados.

- Hornblenda (Figura 4.34): os grãos desse mineral ocorrem na forma alongada com bordas arredondadas a pouco serrilhadas. Bordas serrilhadas reentrantes são raras. Predominam as colorações verde muito escuro, verde-pardo e estritamente pardo (hornblenda magnésio-hastingsítica). Pode ser proveniente de paleossomas anfibolíticos do complexo costeiro e de corpos anfibolíticos encravados no Supergrupo Açungui, A variedade magnésio-hastingsítica é, em geral, de origem vulcânica (Mange & Maurer, 1992). Na região, pode ter como fonte diques de diabásio mesozóicos.

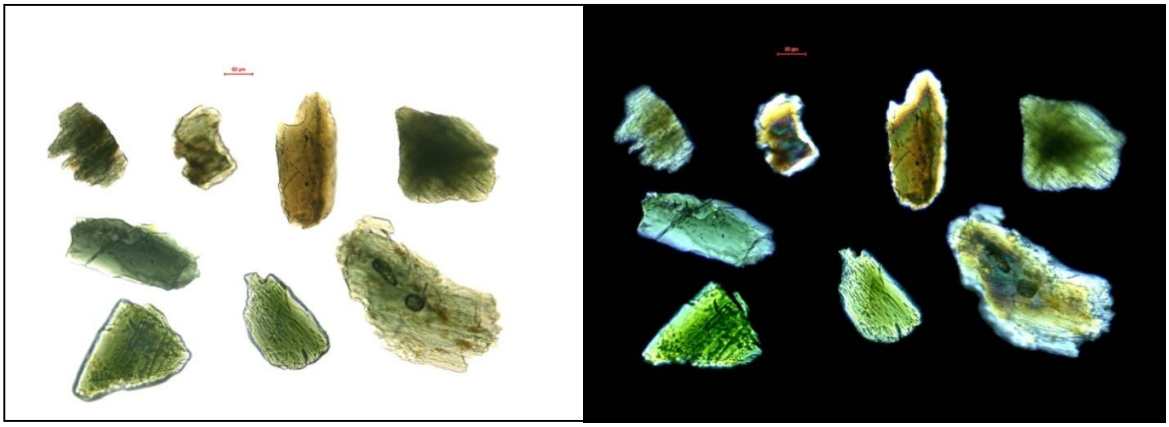


Figura 4.34: Minerais do grupo da hornblenda, com diferentes colorações, na fração areia muito fina de sedimentos da Ilha Comprida. Quadro superior com polarizadores paralelos e inferior com polarizadores cruzados.

- Rutilo (Figura 4.35): ocorre com amplo predomínio de cristais pardo-avermelhados prismáticos e arredondados, com a tonalidade amarela aparecendo em menor freqüência. Mineral presente em charnockitos, rochas granulíticas, biotita-sillimanita gnaisses e migmatitos do Complexo Costeiro.

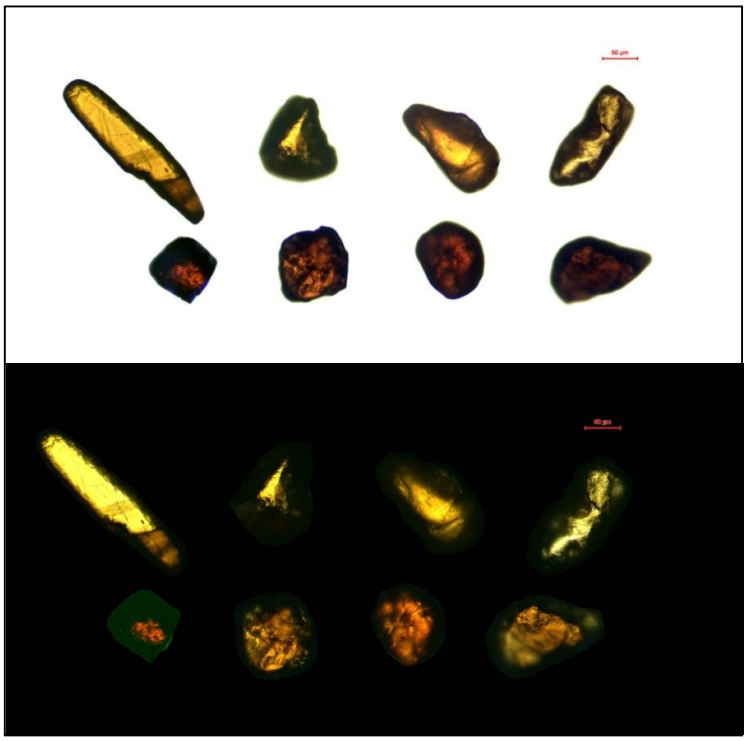


Figura 4.35: Grãos de rutilo na fração areia muito fina de sedimentos da Ilha Comprida. Notar as duas tonalidades de pardo observadas: amarela, na faixa superior, e vermelha, na inferior. Quadro superior com polarizadores paralelos e inferior com polarizadores cruzados.

- Cianita (Figura 4.36): ocorre em grãos incolores alongados e angulosos, por vezes arredondados. Pode ser derivada dos sedimentos da plataforma continental e das rochas metamórficas do Supergrupo Açungui.

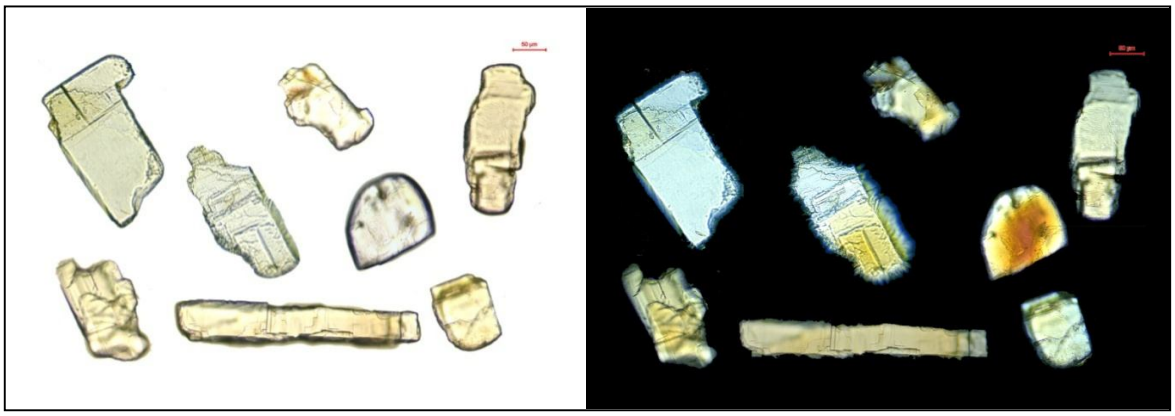


Figura 4.36: Grãos de cianita na fração areia muito fina de sedimentos da Ilha Comprida. Notar suas duas clivagens nítidas e grande variação no grau de arredondamento. Quadro superior com polarizadores paralelos e inferior com polarizadores cruzados.

- Sillimanita (Figura 4.37): encontra-se predominantemente em grãos incolores alongados e angulosos. Raramente ocorre na variedade fibrosa ("fibrolita"), na verdade um agregado de cristais aciculares. Sua origem provável são as rochas metamórficas de alto grau, do embasamento pré-cambriano.

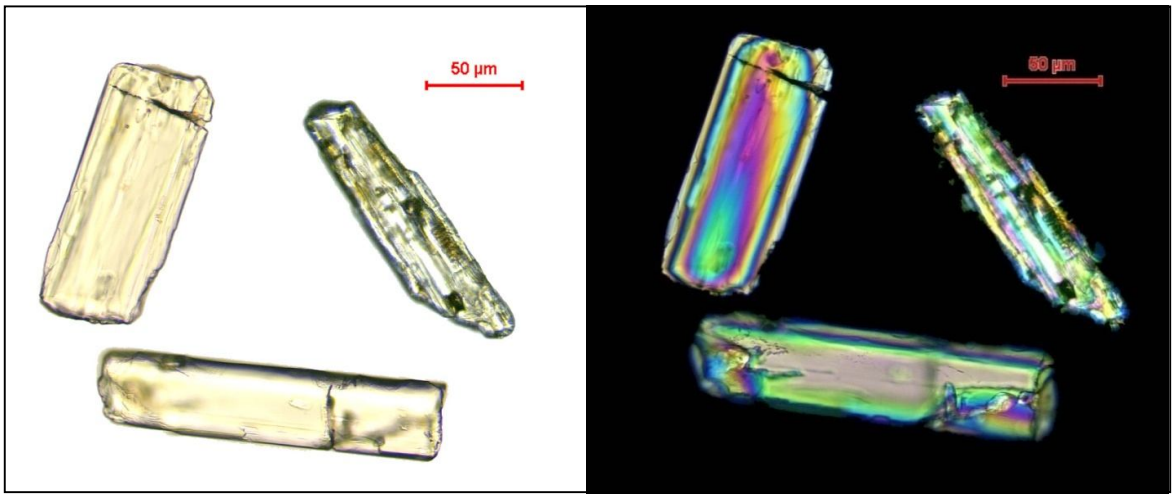



Figura 4.37: Tipologia da sillimanita observada na fração areia muito fina de sedimentos da Ilha Comprida. Quadro superior com polarizadores paralelos e o inferior com polarizadores cruzados.

- Estaurolita (Figura 4.38): ocorre em grãos equidimensionais, arredondados e de coloração amarelada típica. Pode ser derivada dos sedimentos da plataforma continental e das rochas metamórficas do Supergrupo Açungui.

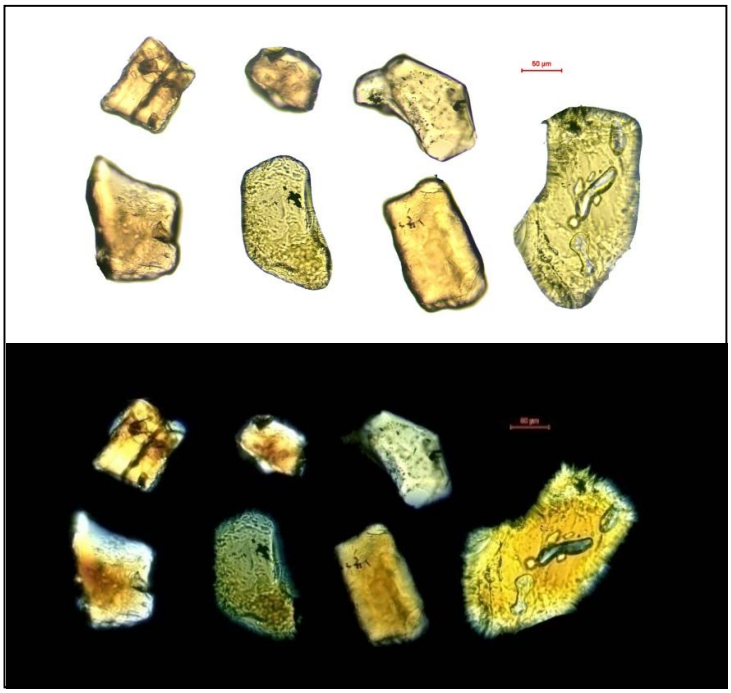


Figura 4.38: Grãos de estaurolita na fração areia muito fina de sedimentos da Ilha Comprida. Destacam-se as diferentes tonalidades de amarelo, do dourado ao alaranjado. Quadro superior com polarizadores paralelos e inferior com polarizadores cruzados.

Além da derivação primária dos minerais citados, é importante destacar sua ocorrência na plataforma continental interna (Tessler, 1988), que possui importância como fonte potencial de sedimentos para a formação dos cordões litorâneos. O princípio de transporte sedimentar da plataforma para os cordões é o de Bruun (1962) modificado (Dubois, 1992), com retrabalhamento pelas ondas com rumo de deriva predominantemente para NE (Tessler, 1988; Nascimento, 2006). Importante ressaltar que os sedimentos da plataforma interna têm origem nas drenagens da região, com destaque para o rio Ribeira de Iguape, localizado a NE da Ilha Comprida. Portanto, a proporção de minerais pesados na plataforma interna decorre da localização e intensidade dessas descargas fluviais atualmente e em épocas passadas.

O índice RZi (rutilo e zircão), calculado com o objetivo de reconhecer possíveis variações na contribuição de diferentes áreas fontes, funciona como um controle de qualidade dos outros índices obtidos (TZi e THi), pois variações na área fonte podem mascarar os processos que com eles se objetiva identificar (seleção hidráulica e dissolução pós-deposicional, respectivamente). O mapa de interpolação do índice RZi (Figura 4.39) permitiu

inferir diferença de áreas fontes entre as metades sudoeste e nordeste da Ilha Comprida. Esta diferença teria persistido por toda a história evolutiva da ilha, uma vez que não se observam mudanças marcantes na direção transversal à linha de costa. A hipótese mais provável para variação de áreas fonte na região é a de influência do aporte do rio Ribeira de Iguape, cuja foz se situa a NE da Ilha Comprida.

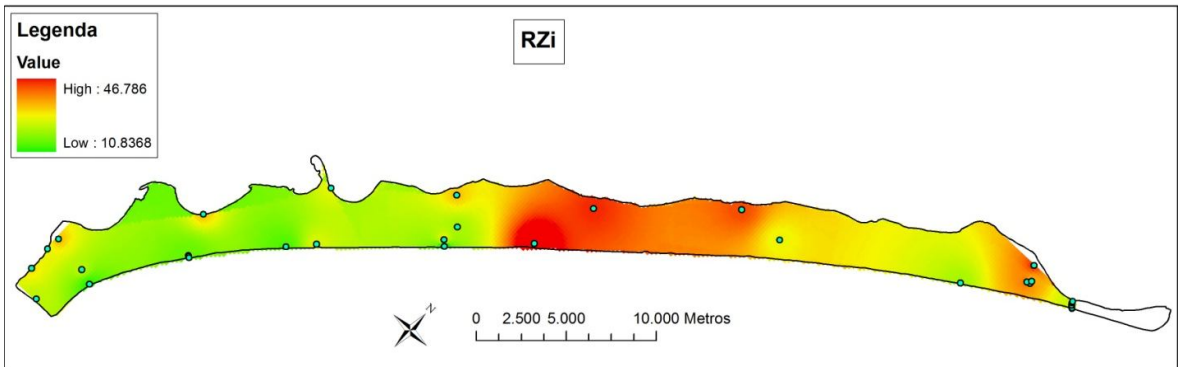



Figura 4.39: Mapa de variação do índice RZi na classe granulométrica areia muito fina.

Construído com o objetivo inicial de determinar a influência da dissolução pós-deposicional e da idade relativa dos depósitos sedimentares sobre a assembléia de minerais pesados, o mapa do índice THi (Figura 4.40) apresentou padrão de variação contínua ao longo da ilha, com aumento na concentração relativa de hornblenda para NE. A ausência de mudanças marcantes transversais à linha de costa e a constatação de fortes variações ao longo da praia atual permitem supor que a dissolução pós-deposicional, admitida como função direta da idade dos cordões, não é o principal fator a controlar o índice THi na Ilha Comprida.

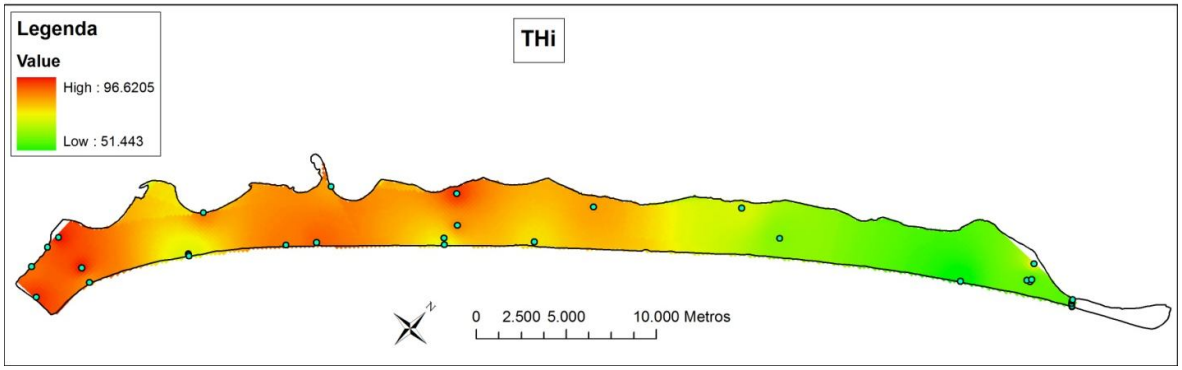



Figura 4.40: Mapa de variação do índice THi na classe granulométrica areia muito fina.

A inferência da seleção hidráulica de minerais no rumo de transporte sedimentar foi feita pelo exame da variação espacial de dois tipos de indicadores: índice TZi (Figura 4.41) e agrupamentos de minerais quanto à densidade (mais densos e menos densos) (Figura 4.42). Ambas os indicadores apresentaram padrões semelhantes de variação em mapa, com aumento da proporção dos minerais de menor densidade rumo às extremidades da ilha, a partir de valores mais baixos na sua porção centro-sul, coincidente com a zona interpretada como de divergência de células de deriva litorânea longitudinal.

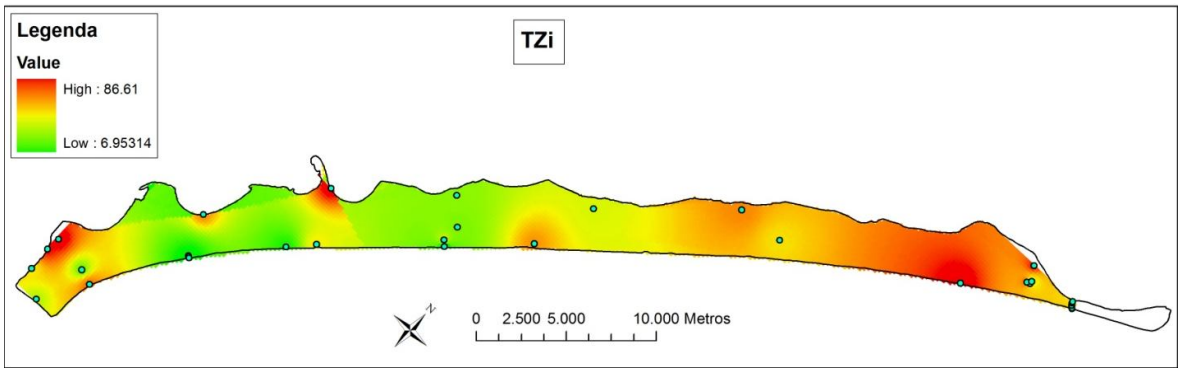



Figura 4.41: Mapa de variação do índice TZi na classe granulométrica areia muito fina.

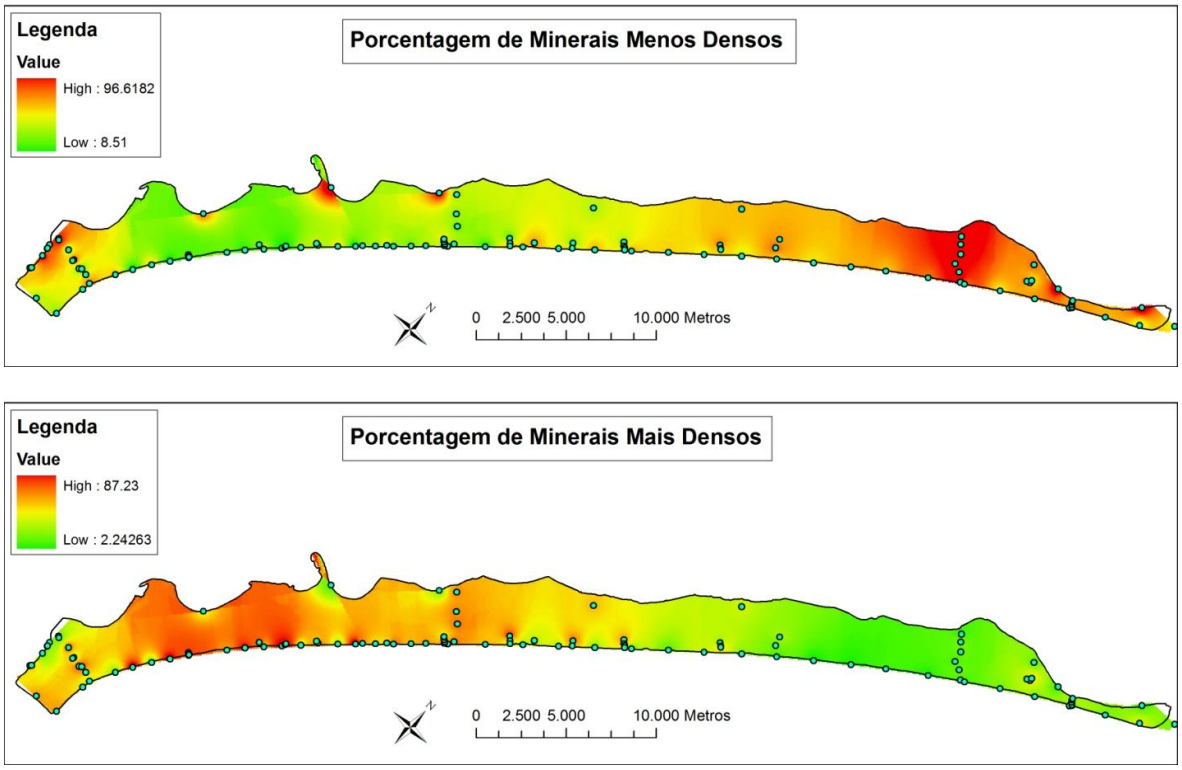



Figura 4.42: Mapas de variação da porcentagem dos grupos de minerais pesados menos densos e mais densos, na classe granulométrica areia muito fina.

## *4.4. Luminescência e espectometria gama*

### 4.4.1. Datações

Os resultados de dose anual de radiação ionizante (Tabela 4.2) variaram de 0,303 (IC-24-CI-2) a 1,116 mGy/ano (IC-9-PD-1), com média de 0,618, valores semelhantes aos encontrados por outros autores na região (Suguio *et al.*, 1999, 2003; Giannini *et al.,* 2009). Já a dose acumulada medida compreende o intervalo de 40 (IC-14-D-1) a 3898 mGy (IC-4-CI-5), o que implica variação de idades desde o recente (53, na amostra IC-14-D-1) até época próxima ou anterior a do máximo NRM regional (6041 anos A.P., na amostra IC-3-FML-2). As amostras IC-24-CI-3 e IC-55-CI-2 apresentaram idades contraditórias com o conjunto de datações, isto é, mais novas que as de outras amostras mais próximas da praia (IC-9-CI, IC-16-CI e IC-14-CI para a amostra IC-24-CI-3, e IC-55-PD-1, 2 e 3, para a amostra IC-55-CI-2), mesmo considerando-se a margem de erro. A atribuição de problema de datação a estas duas amostras é reforçado pela análise da distribuição dos respectivos valores de dose natural medida, para 24 alíquotas, cujo desvio padrão (30% da média aritmética) é mais alto que em demais amostras (5 a 10%). Uma provável explicação para esse fato é a influência antrópica nessa região, como sugerido pelas evidências, na foto aérea de 2000, de desmatamento na área de coleta da amostra IC-24-CI-3; já a amostra IC-55-CI-2 localiza-se na porção nordeste e mais densamente urbanizada da Ilha Comprida. Em vista destas informações, optou-se por não utilizar, para fins de interpretação geológica, os resultados de datação das amostras IC-24-CI-3 e IC-55-CI-2.

Excluídas as datações dessas duas amostras, a distribuição de idades ao longo da Ilha Comprida (Figura 4.43) obedece, de modo geral, ao padrão de crescimento progradacional indicado por evidências geomorfológicas, com amostras gradativamente mais novas para o nordeste da ilha e rumo a praia. Em afloramentos, a coerência estratigráfica das idades, isto é, amostras mais velhas na base e mais novas no topo, também foi observada. Todas as idades obtidas são holocênicas e estão de acordo com as curvas de NRM mais aceitas para a região. Dessa forma, os resultados podem ser considerados consistentes e precisos o suficiente para poderem ser interpretados não somente em termos de ordem de grandeza, mas mesmo para cálculos de taxas de progradação e de deposição.

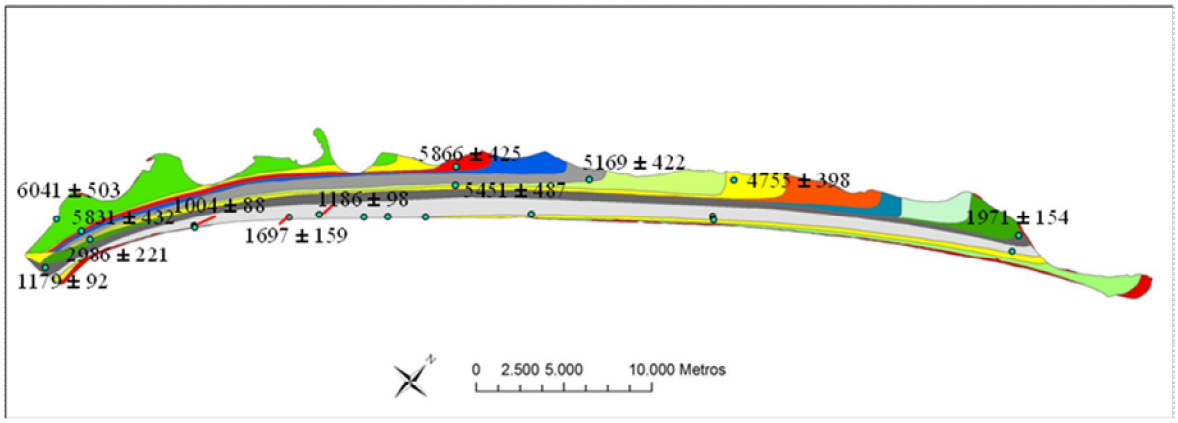



Figura 4.43: Distribuição das idades LOE obtidas para as amostras de cordões internos. Idades em anos referentes a 2008.

Tabela 4.2: Dose acumulada, concentração de elementos radiogênicos, taxas de dose de radiação e idades para as amostras datadas por LOE. CI: cordão interno; FML: falésia na margem lagunar; D: duna frontal; PD: paleoduna. Idades em anos referentes a 2008.

| Amostra | Dose (mGy) | K (%) | Th (ppm) | U (ppm) | Taxa dose total (mGy/ano) | Taxa de dose gama (mGy/ano) | Taxa de dose beta (mGy/ano) | Taxa de dose cósmica (mGy/ano) | Idade (anos) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| IC-3-FML-2 | 3617 ± 149 | 0,466 | 0,501 | 0,042 | 0,599 ± 0,043 | 0,127 ± 0,014 | 0,330 ± 0,040 | 0,1416 ± 0,0071 | 6041 ± 503 |
| IC-14-CI | 804 ± 55 | 0,166 | 1,143 | 0,520 | 0,474 ± 0,030 | 0,145 ± 0,016 | 0,206 ± 0,025 | 0,1223 ± 0,0061 | 1697 ± 159 |
| IC-14-D-1 | 40 ± 5 | 0,152 | 2,462 | 1,267 | 0,748 ± 0,049 | 0,281 ± 0,030 | 0,315 ± 0,037 | 0,1519 ± 0,0076 | 53 ± 8 |
| IC-14-PD-1 | 289 ± 42 | 0,188 | 2,344 | 1,367 | 0,782 ± 0,054 | 0,298 ± 0,033 | 0,355 ± 0,043 | 0,1285 ± 0,0064 | 370 ± 60 |
| IC-14-PD-2 | 256 ± 15 | 0,126 | 2,595 | 1,258 | 0,710 ± 0,046 | 0,277 ± 0,030 | 0,295 ± 0,035 | 0,1384 ± 0,0069 | 360 ± 31 |
| IC-16-CI | 469 ± 26 | 0,101 | 1,112 | 0,488 | 0,395 ± 0,032 | 0,125 ± 0,014 | 0,155 ± 0,019 | 0,1145 ± 0,0057 | 1186 ± 98 |
| IC-16-PD-3 | 73 ± 9 | 0,121 | 0,826 | 0,418 | 0,397 ± 0,023 | 0,109 ± 0,012 | 0,153 ± 0,019 | 0,1351 ± 0,0068 | 184 ± 25 |
| IC-19-CI | 326 ± 13 | 0,128 | 2,442 | 1,134 | 0,627 ± 0,039 | 0,240 ± 0,025 | 0,257 ± 0,028 | 0,1305 ± 0,0065 | 520 ± 38 |
| IC-19-D-1 | 40 ± 5 | 0,108 | 2,262 | 1,160 | 0,663 ± 0,043 | 0,251 ± 0,028 | 0,266 ± 0,032 | 0,1533 ± 0,0077 | 60 ± 8 |
| IC-19-PD-1 | 164 ± 11 | 0,114 | 4,225 | 1,858 | 0,953 ± 0,067 | 0,415 ± 0,046 | 0,397 ± 0,048 | 0,1407 ± 0,0070 | 172 ± 17 |
| IC-19-PD-2 | 181 ± 14 | 0,121 | 4,838 | 2,142 | 1,050 ± 0,073 | 0,465 ± 0,051 | 0,439 ± 0,052 | 0,1461 ± 0,0073 | 172 ± 18 |
| IC-1-CI | 695 ± 29 | 0,375 | 0,932 | 0,152 | 0,590 ± 0,039 | 0,136 ± 0,015 | 0,287 ± 0,035 | 0,1673 ± 0,0084 | 1179 ± 92 |
| IC-20-PD-1 | 298 ± 16 | 0,109 | 1,535 | 0,749 | 0,518 ± 0,032 | 0,172 ± 0,020 | 0,199 ± 0,025 | 0,1145 ± 0,0057 | 575 ± 47 |
| IC-20-PD-2 | 66 ± 4 | 0,101 | 2,054 | 1,082 | 0,630 ± 0,042 | 0,234 ± 0,027 | 0,250 ± 0,031 | 0,1374 ± 0,0069 | 105 ± 9 |
| IC-22-PD | 84 ± 5 | 0,158 | 0,843 | 0,433 | 0,447 ± 0,027 | 0,119 ± 0,013 | 0,181 ± 0,022 | 0,1507 ± 0,0075 | 188 ± 16 |
| IC-22-PD-1 | 43 ± 9 | 0,129 | 1,578 | 0,902 | 0,583 ± 0,038 | 0,199 ± 0,022 | 0,238 ± 0,029 | 0,1604 ± 0,0080 | 74 ± 16 |
| IC-24-CI-1 | 3385 ± 140 | 0,248 | 1,943 | 0,468 | 0,577 ± 0,034 | 0,171 ± 0,017 | 0,240 ± 0,029 | 0,1668 ± 0,0083 | 5866 ± 425 |
| IC-24-CI-2 | 1650 ± 68 | 0,050 | 0,441 | 0,310 | 0,303 ± 0,024 | 0,060 ± 0,009 | 0,076 ± 0,021 | 0,1666 ± 0,0083 | 5451 ± 487 |
| IC-24-CI-3 | 272 ± 11 | 0,089 | 0,819 | 0,282 | 0,341 ± 0,025 | 0,075 ± 0,009 | 0,098 ± 0,021 | 0,1674 ± 0,0084 | 801 ± 68 |
| IC-28-PD | 232 ± 18 | 0,197 | 0,845 | 0,393 | 0,475 ± 0,029 | 0,124 ± 0,014 | 0,204 ± 0,025 | 0,1497 ± 0,0075 | 489 ± 48 |
| IC-31-CI | 2475± 102 | 0,096 | 1,868 | 0,580 | 0,479 ± 0,034 | 0,156 ± 0,017 | 0,165 ± 0,028 | 0,1571 ± 0,0079 | 5169 ± 422 |
| IC-38-D-1 | 53 ± 6 | 0,270 | 0,937 | 0,521 | 0,583 ± 0,039 | 0,160 ± 0,018 | 0,277 ± 0,033 | 0,1649 ± 0,0082 | 91 ± 12 |
| IC-38-D-2 | 121 ± 7 | 0,314 | 1,164 | 0,546 | 0,645 ± 0,044 | 0,183 ± 0,020 | 0,316 ± 0,038 | 0,1549 ± 0,0077 | 187 ± 17 |
| IC-38-PD | 156 ± 7 | 0,313 | 0,722 | 0,308 | 0,561 ± 0,038 | 0,138 ± 0,015 | 0,277 ± 0,034 | 0,1550 ± 0,0077 | 278 ± 22 |
| IC-39-CI | 3406 ± 142 | 0,485 | 1,483 | 0,181 | 0,716 ± 0,052 | 0,182 ± 0,020 | 0,367 ± 0,047 | 0,1674 ± 0,0084 | 4755 ± 398 |
| IC-4-CI-5 | 3898 ± 161 | 0,099 | 2,909 | 1,268 | 0,669 ± 0,041 | 0,254 ± 0,025 | 0,249 ± 0,032 | 0,1657 ± 0,0083 | 5831 ± 432 |
| IC-4-CI-7 | 2032 ± 85 | 0,135 | 2,862 | 1,240 | 0,680 ± 0,041 | 0,252 ± 0,024 | 0,262 ± 0,032 | 0,1669 ± 0,0083 | 2986 ± 221 |
| IC-55-CI-1 | 874 ± 36 | 0,181 | 1,049 | 0,310 | 0,443 ± 0,029 | 0,108 ± 0,012 | 0,166 ± 0,025 | 0,1691 ± 0,0085 | 1971 ± 154 |
| IC-55-CI-1a | 850 ± 35 | 0,225 | 0,833 | 0,279 | 0,461 ± 0,032 | 0,106 ± 0,013 | 0,187 ± 0,028 | 0,1685 ± 0,0084 | 1845 ± 149 |
| IC-55-CI-2 | 132 ± 6 | 0,343 | 1,471 | 0,521 | 0,635 ± 0,042 | 0,176 ± 0,019 | 0,295 ± 0,037 | 0,1641 ± 0,0082 | 208 ± 17 |
| IC-55-PD-1 | 181 ± 9 | 0,327 | 0,780 | 0,346 | 0,577 ± 0,038 | 0,144 ± 0,016 | 0,286 ± 0,034 | 0,1263 ± 0,0063 | 313 ± 26 |
| IC-55-PD-2 | 197 ± 8 | 0,311 | 1,708 | 0,668 | 0,706 ± 0,048 | 0,220 ± 0,025 | 0,340 ± 0,041 | 0,1388 ± 0,0069 | 279 ± 22 |
| IC-55-PD-3 | 198 ± 15 | 0,331 | 2,686 | 1,151 | 0,892 ± 0,064 | 0,317 ± 0,037 | 0,429 ± 0,051 | 0,1604 ± 0,0080 | 222 ± 23 |
| IC-9-CI | 550 ± 35 | 0,148 | 1,435 | 0,651 | 0,547 ± 0,033 | 0,170 ± 0,019 | 0,218 ± 0,027 | 0,1588 ± 0,0079 | 1004 ± 88 |
| IC-9-D-3 | 82 ± 6 | 0,107 | 3,128 | 1,315 | 0,765 ± 0,049 | 0,303 ± 0,032 | 0,300 ± 0,035 | 0,1628 ± 0,0081 | 108 ± 10 |
| IC-9-D-4 | 51 ± 5 | 0,174 | 1,407 | 0,505 | 0,528 ± 0,031 | 0,154 ± 0,016 | 0,211 ± 0,025 | 0,1627 ± 0,0081 | 97 ± 11 |
| IC-9-D-5 | 66 ± 5 | 0,293 | 1,714 | 0,823 | 0,722 ± 0,046 | 0,225 ± 0,024 | 0,334 ± 0,039 | 0,1627 ± 0,0081 | 91 ± 9 |
| IC-9-D-6 | 47 ± 5 | 0,126 | 1,467 | 0,587 | 0,526 ± 0,032 | 0,163 ± 0,018 | 0,200 ± 0,025 | 0,1628 ± 0,0081 | 89 ± 11 |
| IC-9-PD-1 | 363 ± 23 | 0,169 | 4,762 | 2,045 | 1,116 ± 0,078 | 0,477 ± 0,053 | 0,476 ± 0,057 | 0,1628 ± 0,0081 | 325 ± 31 |

As taxas de progradação de linha de costa foram calculadas para amostras datadas de cordões internos e dunas frontais, enquanto as taxas de crescimento longitudinal foram calculadas para as amostras localizadas nas terminações em forma de gancho dos cordões litorâneos. As taxas de progradação da linha de costa variaram de 0,2 a 4,6 por ano, com as menores taxas relacionadas aos maiores períodos de tempo, milênios, e as maiores taxas encontradas para períodos de décadas e séculos (Figura 4.44). Assim como é possível observar regiões que variam de progradantes a retrogradantes, ou vice-versa, por comparação de fotografias aéreas recentes, é válido supor que em longos intervalos de tempo, escala de milênios, exista maior probabilidade de registro de ambos os tipos de comportamentos, progradação e regressão, ocorrendo em um mesmo perfil. Já em períodos de até poucos

séculos, as fases erosivas podem não estar registradas, o que contribui para elevar a taxa de progradação calculada. Essa observação vai de encontro com a idéia do “paradoxo da taxa de sedimentação” (Sadler, 1981; Korvin, 1992), segundo a qual há discrepâncias entre taxas de sedimentação em diferentes escalas de tempo (quanto maior a escala, menor a taxa de sedimentação ou progradação).

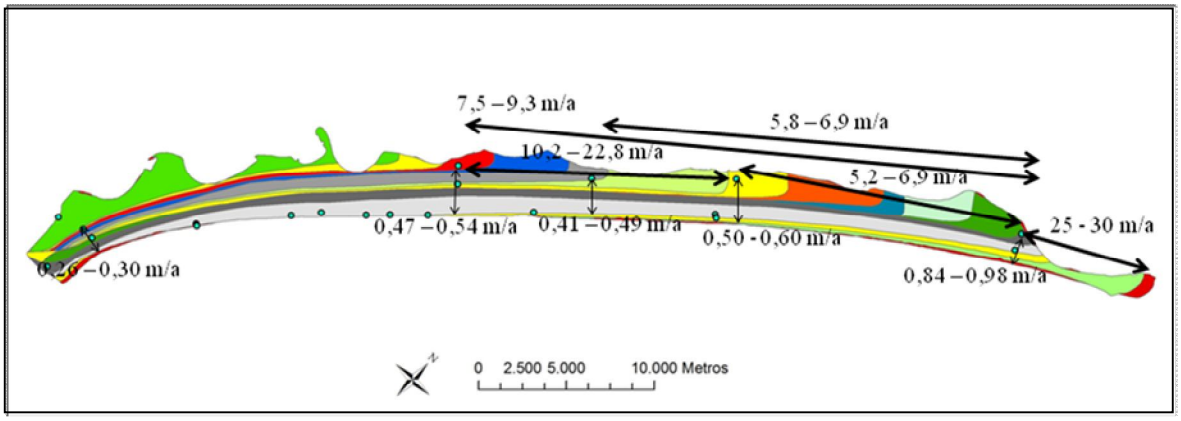



Figura 4.44: Taxas de progradação longitudinais e transversais na Ilha Comprida, calculadas com base em idades LOE.

As taxas de progradação têm boa concordância com as fases evolutivas mapeadas por fotointerpretação. As primeiras fases evolutivas, de 1 a 3, são delimitadas pelas amostras IC-3-FML-2, IC-4-CI-5 e IC-24-CI-1, todas com idades de aproximadamente 6000 anos A.P.. As duas primeiras amostras, distantes entre si de 1,5 km ao longo de um mesmo perfil transversal à linha de costa, possuem idades próximas (6041±503 e 5831±432 anos A.P.) com margens de erro que se sobrepõem nos intervalos de idade. Isso demonstra que ou a região compreendida entre estas amostras sofreu intensa progradação nesta época, à taxa aproximada de 7 m/a, ou formou-se de modo simultâneo (evento instantâneo), possivelmente como uma barreira transgressiva. A discrepância com outras taxas de progradação calculadas, a ausência ou pouca nitidez de cordões litorâneos e o registro de datações prévias com idades semelhantes na região (Suguio *et al.*, 1976; Giannini *et al.*, 2009; Angulo *et al.,* 2009) favorecem a hipótese de existência de barreira transgressiva nesta área.

A taxa de progradação transversal da linha de costa varia não somente ao longo da Ilha Comprida, mas, às vezes, num mesmo transecto. Esse é o caso do perfil transversal localizado no centro da ilha (IC-24-CI-1, IC-24-CI-2 e IC-24-CI-3), cuja variação de idades pode ser relacionada à alternância de domínio entre as componentes transversal e longitudinal de crescimento da ilha. A taxa de progradação do perfil como todo, de 0,45 a 0,54 m/a, é compatível com a média encontrada para a escala de tempo milenar; quando se divide o perfil

em dois trechos, entretanto, observa-se taxa muito mais elevada (médias de 2,6 m/a) no início, entre IC-24-CI-1 e IC-24-CI-2, e mais baixa (0,34m/a) em seguida, entre IC-24-CI-2 e a linha de costa atual. O trecho mais interno e antigo desse perfil está relacionado a período de engorda pronunciada (fases 3 a 5, Figura 4.45), chegando a haver sobreposição entre as margens de erro de idades das duas amostras. Já o trecho mais externo, apesar de ter somente 1800 m, condensa grande período de tempo, 5450 anos, correspondente ao intervalo entre as fases 6 e 16. Ao longo desse período, a ilha teve primeiro pronunciado crescimento longitudinal, em detrimento da regressão da linha de costa para SE e, num segundo momento, sofreu a engorda final correspondente ao período de bloqueio da deriva longitudinal pelos morros perto de Iguape.

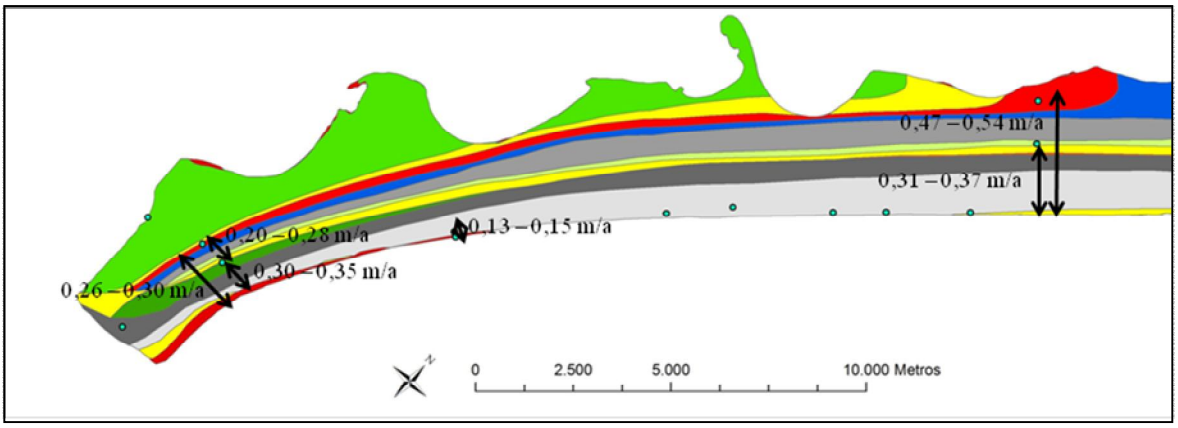



Figura 4.45: Taxas de progradação, calculadas com base em idades LOE, na porção sudoeste da Ilha Comprida.

Este período de engorda da ilha, da fase 12 à 14, é bem representado pelo perfil nordeste, amostras IC-55-CI-1 e IC-55-PD-1 (Figura 4.46). A taxa de progradação calculada no perfil como todo é de 0,84 a 0,98 m/a, a mais alta entre os três perfis transversais à ilha analisados; esta taxa, entretanto, apresenta grande variação quando se decompõe o perfil em dois trechos, passando de 0,45 a 0,49 m/a, no trecho interno, entre IC-55-CI-1 e IC-55-PD-1, para 3,8 a 4,6 m/a, no trecho externo, entre IC-55-PD-3 e a linha de costa atual. Esta diferença de taxa de progradação entre as partes interna e externa do perfil pode ser explicada tanto pelo paradoxo da taxa de sedimentação, em vista do período maior de tempo representado entre par de amostras interno (1700 anos contra 220 anos), como pela geometria de engorda da ilha. Esta segunda explicação relaciona-se ao fato de que nas fases 12 e 13, a progradação da linha de costa estendeu-se por praticamente toda a ilha, enquanto, na fase 14, ocorreu somente do centro até a extremidade nordeste, com taxa crescente para NE. Considerando-se aporte

sedimentar constante, a concentração de sedimentos somente em um trecho (nordeste) da ilha aumentaria a progradação neste local.

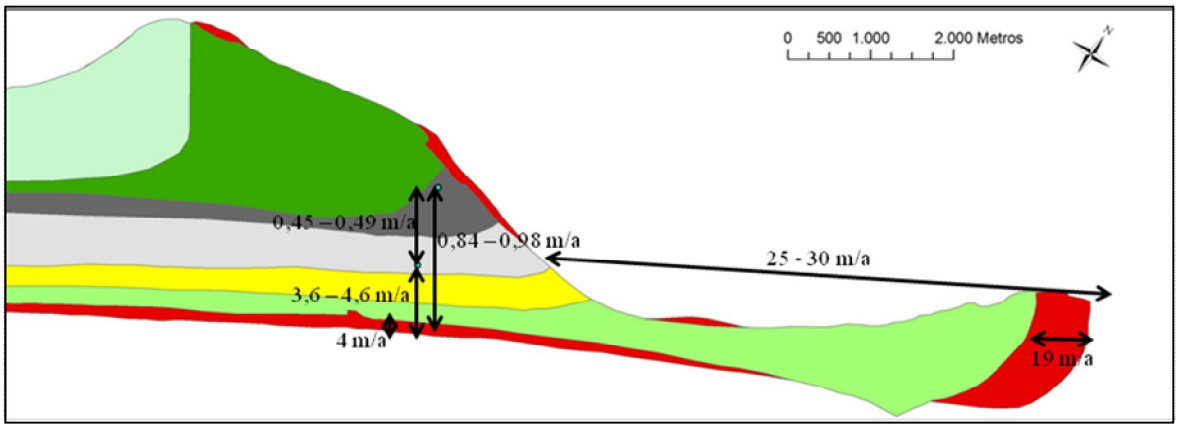



Figura 4.46: Taxas de progradação, calculadas com base em idades LOE, para a porção nordeste da ilha.

As taxas de crescimento longitudinal da ilha também apresentam variação, de 6 a 30 m/a, mais uma vez com maiores valores em períodos mais recentes. A julgar pelo padrão geométrico de cordões litorâneos, a forma com que a Ilha Comprida cresceu para NE pouco mudou ao longo do tempo. Desse modo, é provável que o processo de crescimento da ilha como todo tenha sido contínuo, sem erosões ou hiatos prolongados, exceto pelo efeito do bloqueio da deriva longitudinal pelo morro de Icapara. Como se conhece, com base nas datações das amostras IC-55-CI-1 e IC-55-PD-1, a idade aproximada do início deste bloqueio (1900 anos AP), torna-se possível medir a taxa real de crescimento da ilha antes e depois do bloqueio. Os valores calculados para o período pré-bloqueio (7,5 a 9,3 m/a) diferem substancialmente dos valores pós-bloqueio (25 a 30 m/a). Duas hipóteses podem ajudar a explicar esta diferença: a primeira é que a porção nordeste da ilha formada após o bloqueio é menos larga, sendo assim necessário menos sedimento para uma mesma taxa de progradação; a segunda hipótese é a de que a abertura do Valo Grande intensificou a descarga pela desembocadura de Icapara e, por conseqüência, a dinâmica de meandramento e o efeito molhe hidráulico do canal, o que teria proporcionado maior capacidade de retenção dos sedimentos trazidos de sul pela deriva litorânea longitudinal. Contudo, a largura inferida da ilha para a fase pré-bloqueio (largura das fases 1 a 12), não difere muito da largura que a ilha possui atualmente na extremidade nordeste. Portanto, o fator que provavelmente mais contribuiu para a aceleração no crescimento longitudinal da ilha foi a abertura do Valo Grande. Com relação à fase pré-bloqueio, também é possível observar variações na velocidade de

crescimento longitudinal, passando de 10,2 a 22,8 m/a em um primeiro período (IC-24-CI-1 a IC-39-CI) para 5,2 a 6,9 m/a em seguida (IC-39-CI a IC-55-CI-1).

A variação de área (na unidade $10^3$ x $m^2$/ano) da ilha ao longo do tempo (Figura 4.47) correlaciona-se com a variação da taxa de retenção de sedimentos e suas variações ao longo do tempo. No período de 4750 a 1900 anos A.P., quando as taxas de crescimento transversal e longitudinal foram muito baixas, a retenção de sedimentos foi cerca de três vezes menor que a média global (de 26x$10^3$ $m^2$/ano). Já nos períodos de 6000 a 4750 e de 1900 a 200 anos A.P., as taxas foram semelhantes entre si e aproximadamente 50% superiores a média global. Nos últimos 200 anos, a taxa de acumulação de sedimentos praticamente triplica com relação a esta média. Esse fato pode ter relação com o paradoxo da taxa de sedimentação, visto o curto período de tempo envolvido, ou com a intensificação do crescimento da ilha por conta da abertura do Valo Grande no século XIX. Entretanto registros de erosão local dentro deste último período são observados no centro-sul e na saliência da extremidade nordeste; portanto essa última fase não aparenta ser de sedimentação pura, sem hiatos ou erosões, o que aumentaria a taxa. Deste modo, é bastante provável que o incremento da taxa esteja relacionado à abertura do Valo Grande.

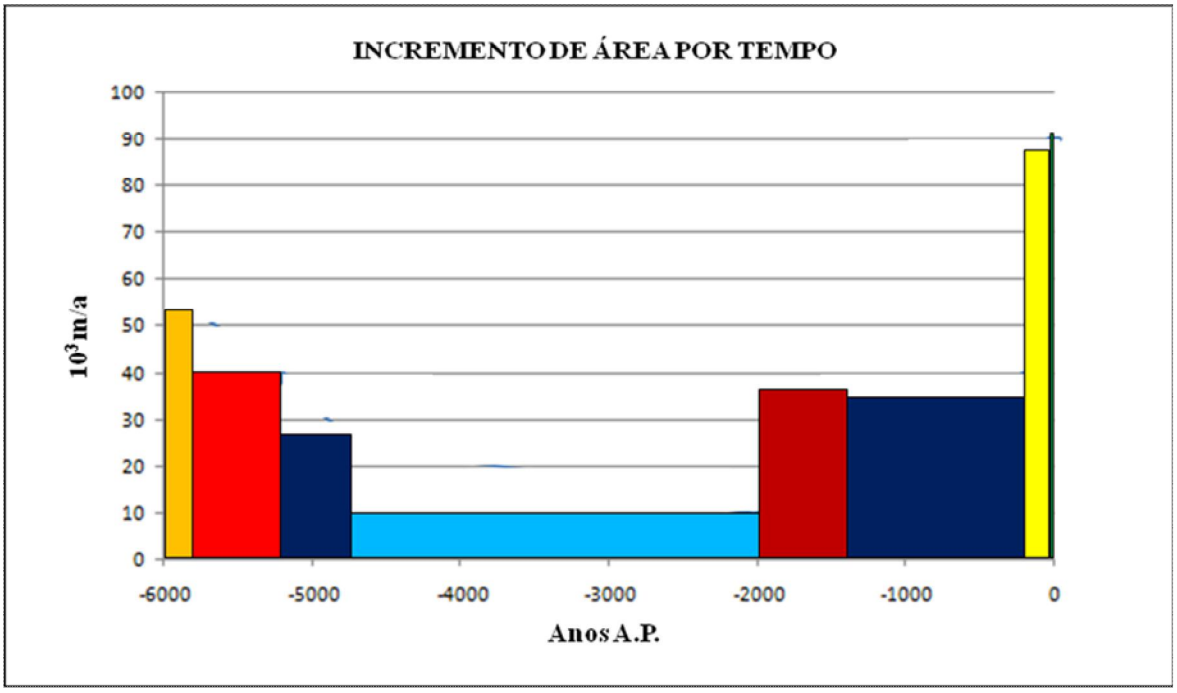



Figura 4.47: Gráfico de incremento de área por tempo. Notar período de baixo incremento, de 4700 a 1900 anos A.P..

As datações realizadas em afloramentos nas feições eólicas presentes na porção mais externa da ilha permitem interpretar a dinâmica de formação destas feições (Figura 4.48). O caráter transgressivo das rupturas de deflação foi confirmado pela discrepância, de até 1300 anos, entre as idades dos respectivos depósitos eólicos e as da fácies de espraiamento sotoposta (IC-14, IC-16 e IC-19), marcada por paleosolo no topo. Já para os depósitos de rupturas de deflação, a ausência de paleosolos e as idades LOE indicam que a deposição foi praticamente instantânea, como mostram os três pares de amostras IC-14-PD-1 e 2, IC-19-PD-1 e 2 e IC-55-PD-2 e 3. Sobre as rupturas de deflação do cordão de paleodunas, encontram-se depósitos de dunas frontais recentes separados muitas vezes por paleosolos. Essa sucessão de fácies na vertical, de cordão interno, rupturas de deflação e dunas frontais, também pode ser observada na horizontal, em perfis morfológicos como o IC-9 (Figura 4.49). Nesse perfil, a diferença de idade entre a amostra de cordão interno (1004±88 anos) e de ruptura de deflação (325±31 anos) é de aproximadamente 700 anos, o que indica estabilidade ou até erosão da linha de costa durante a formação das rupturas de deflação. Já entre a ruptura de deflação e a seqüência de cordões de dunas frontais existe um hiato de aproximadamente 200 anos, que sugere uma fase de linha de costa estável. O pequeno intervalo de idades para os cordões de dunas frontais é sugestivo de progradação em pulsos.

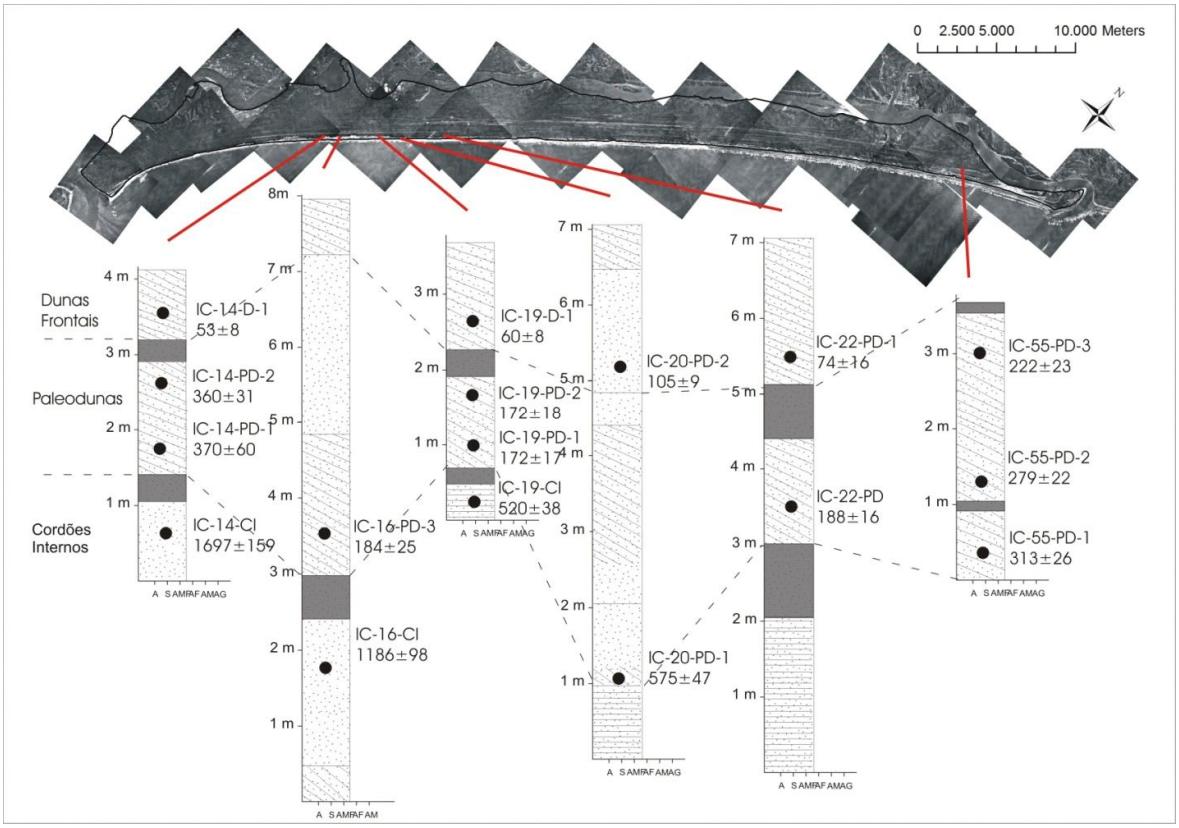



Figura 4.48: Empilhamento das feições eólicas e idades LOE em afloramentos no cordão de rupturas de deflação. Da base para o topo, observa-se a seguinte sucessão: cordão interno, rupturas de deflação e dunas frontais.

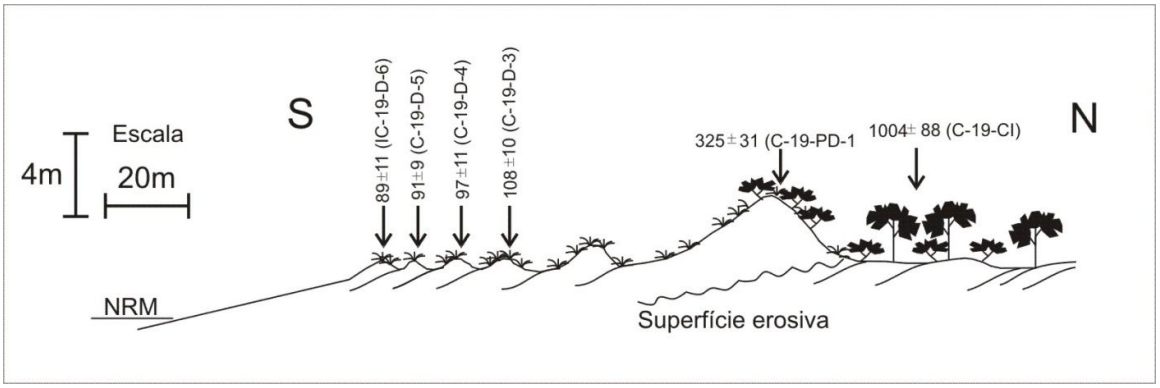



Figura 4.49: Distribuição das feições eólicas no centro-sul da Ilha Comprida e idades LOE obtidas, no ponto IC-9.

As amostras dos depósitos das rupturas de deflação, que ocorrem na forma de cordão do centro-sul até o nordeste da ilha, apresentam idades entre 575 e 172 anos, período correlacionável à Pequena Idade do Gelo (Sawakuchi *et al.,* 2008), a qual teria se estendido de

1450 a 1850 d.c., segundo Eddy (1976). De acordo com Matthews & Briffa (2005), a Pequena Idade do Gelo corresponde a período no qual o hemisfério norte apresentou temperaturas médias de verão abaixo da média registrada entre 1961 e 1990 d.c.. A extensão global deste período, inclusive com registros na América do Sul, é bem aceita. Moy *et al.* (2008), por exemplo, propuseram para o sudoeste da Patagônia, a intensificação de ventos de oeste durante o período da Pequena Idade do Gelo. Já Cruz *et al.* (2006), analisando isótopos estáveis em espeleotemas em Santa Catarina, para a escala de milênios verificaram aumento de incursões de frentes frias no Sudeste brasileiro em períodos mais frios, como conseqüência do incremento de gradiente de temperatura entre baixas e média-altas latitudes. A observação de Cruz *et al.* (2006) sugere que eventos de resfriamento em alta latitude são correlatos com maior freqüência de frentes frias, fato que, numa escala de tempo menor (secular), pode ter ocorrido durante a Pequena Idade do Gelo na região da Ilha Comprida.

### 4.4.2. Luminescência, espectrometria gama e retrabalhamento sedimentar

A sensibilidade a luminescência é a capacidade de um material de absorver energia da radiação ionizante em armadilhas de defeito cristalino e posteriormente emitir essa energia, na forma de luz, sob algum tipo de estimulação (luz ou calor, por exemplo). Como observado por Pietsch *et al.* (2008), a sensibilidade de uma alíquota de quartzo à luminescência cresce, linearmente, com o retrabalhamento sedimentar, seja por meio do incremento da sensibilidade de grãos individuais, seja pelo aumento da proporção de grãos sensíveis à luminescência presentes na alíquota. Entretanto, esse incremento na sensibilidade só ocorre ao longo de sucessivos ciclos de estocagem e retrabalhamento sedimentar e, conseqüentemente, de acúmulo de doses de radiação ionizante nas armadilhas e posterior esvaziamento pela luz solar. Ainda de acordo com Pietsch *et al.* (2008), existe um limite máximo para esse aumento de sensibilidade, que ocorre, em média, com base em testes em laboratório, após dez ciclos de irradiação e fotoesvaziamento. Para as amostras analisadas (Tabela 4.3) há uma variação da ordem de 2,5 vezes nos valores medidos, o que indica que o limite de sensibilidade observado por Pietsch *et al.* (2008) em laboratório ainda não foi alcançado por ciclos de irradiação e fotoesvaziamento naturais. Essa variação encontrada pode ser considerada significativa sendo, portanto, possível analisá-las de acordo com a proposta de Pietsch *et al.* (2008), segundo a qual maiores sensibilidades LOE indicam maior quantidade de ciclos sedimentares.

Tabela 4.3: Sensibilidade LOE medida em alíquotas de mesma massa para amostras da Ilha Comprida, expressa em unidades de contagem de fótons.

| Amostra | Sensibilidade | Amostra | Sensibilidade | Amostra | Sensibilidade |
|---|---|---|---|---|---|
| IC-3-FML-2 | 132485 | IC-9-D-3 | 149661 | IC-19-PD-2 | 143414 |
| IC-4-CI-5 | 173360 | IC-9-D-4 | 186457 | IC-19-D-1 | 179609 |
| IC-4-CI-7 | 142346 | IC-9-D-5 | 235954 | IC-28-PD | 201064 |
| IC-24-CI-1 | 152030 | IC-9-D-6 | 220844 | IC-20-PD-1 | 161003 |
| IC-24-CI-2 | 150884 | IC-16-CI | 232146 | IC-22-PD | 140643 |
| IC-24-CI-3 | 99455 | IC-16-PD-3 | 139889 | IC-22-PD-1 | 168957 |
| IC-55-CI-1a | 169396 | IC-14-CI | 242794 | IC-38-PD | 96464 |
| IC-55-CI-2 | 91842 | IC-14-PD-1 | 149262 | IC-38-D-2 | 132970 |
| IC-31-CI | 159720 | IC-14-PD-2 | 182259 | IC-38-D-1 | 133586 |
| IC-39-CI | 128878 | IC-14-D-1 | 203929 | IC-55-PD-1 | 139210 |
| IC-1-CI | 139517 | IC-19-CI | 228222 | IC-55-PD-2 | 122482 |
| IC-9-CI | 181675 | IC-19-PD-1 | 160600 | IC-55-PD-3 | 90883 |
| IC-9-PD-1 | 183353 | | | | |

Os resultados de sensibilidade LOE, representados em mapa, obedecem ao mesmo padrão de variação espacial observado em parâmetros granulométricos e índices de minerais pesados, com comportamento (no caso, diminuição) divergente a partir do centro-sul da ilha (Figura 4.50). Esse padrão é melhor observado para os amostras de cordões internos, tanto pela maior quantidade de amostras (14) como pela sua melhor distribuição ao longo da ilha. Para os dados de rupturas de deflação e dunas frontais, o padrão divergente não aparece, observando-se somente diminuição dos valores de sensibilidade LOE para NE; este resultado não é conclusivo, porém, porque não se dispõe, neste caso, de amostras do extremo sul da ilha.

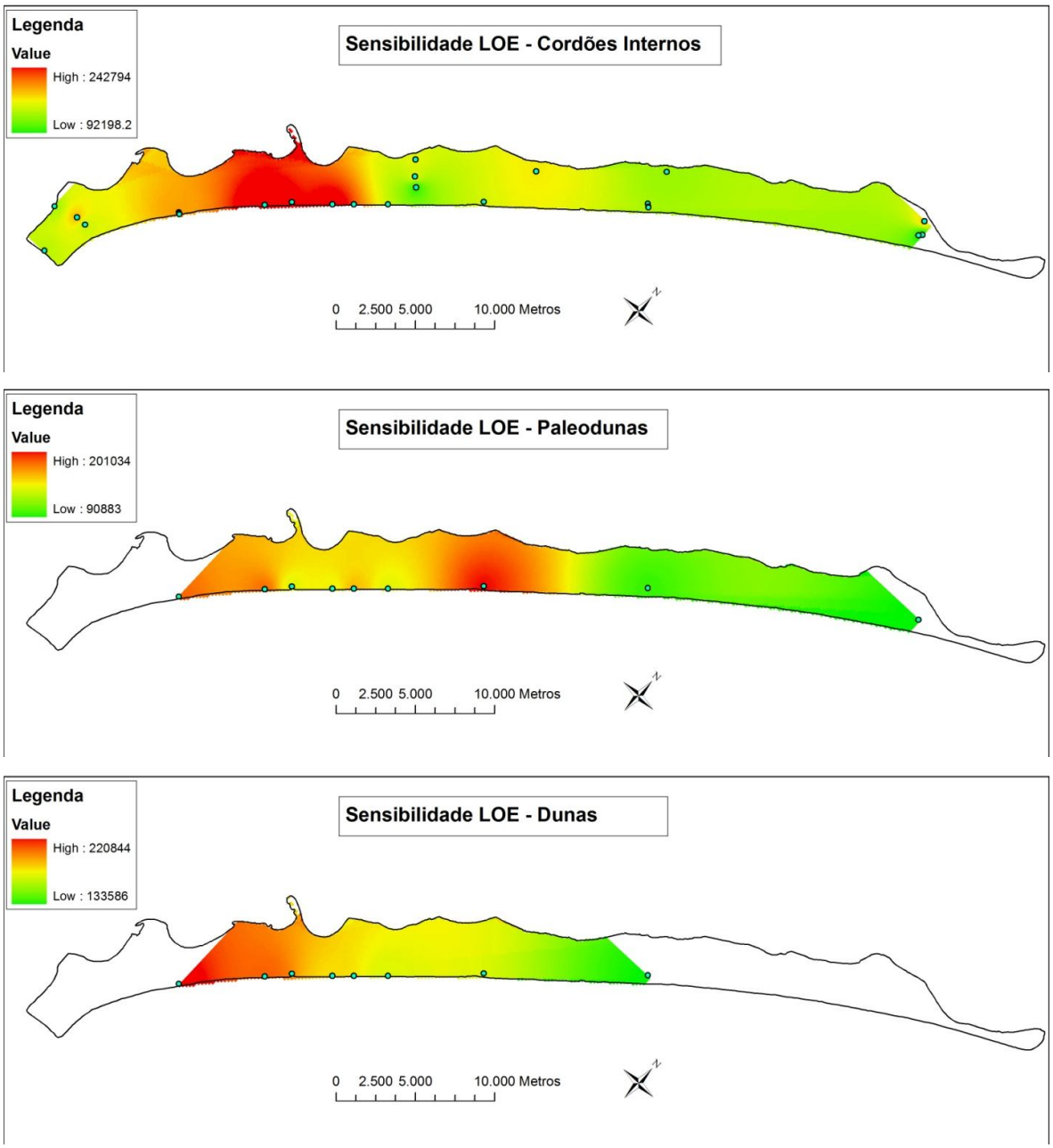



Figura 4.50: Mapas de variação da sensibilidade LOE.

Considerando a correlação entre retrabalhamento e sensitividade LOE e a divergência de células de deriva litorânea, com transporte sedimentar do centro-sul da ilha para suas extremidades, conforme indicam dados granulométricos e de minerais pesados, seria de se esperar aumento de sensibilidade LOE com mesmo padrão, com amostras menos sensitivas no centro-sul da ilha. Entretanto, o padrão de distribuição espacial observado é exatamente o inverso, o que sugere que durante o transporte sedimentar por deriva litorânea longitudinal não

ocorrem significativos períodos de estocagem sedimentar, necessários para o incremento da sensibilidade LOE. Por outro lado, a presença de valores maiores de sensibilidade LOE no centro-sul da ilha, em contraponto com os menores valores nas extremidades, é condizente com a história evolutiva de ilha. O centro-sul, por ser mais antigo, tem taxa de progradação menor e é mais susceptível a ciclos de progradação e retrogradação da linha de costa que a porção nordeste da ilha. Nesses ciclos, pode ocorrer acúmulo de doses de radiação ionizante e, durante períodos erosivos, esvaziamento pela luz solar, processo que, de acordo com o raciocínio exposto por Pietsch *et al.* (2008), incrementaria a sensibilidade LOE do sedimento. Outra hipótese para a distribuição espacial de sensibilidade LOE encontrada é a contribuição de sedimentos mais novos, menos retrabalhados e, conseqüentemente menos sensitivos, da foz do rio Ribeira de Iguape. Contudo, esta hipótese não explica a variação de sensibilidade no sul da ilha.

O espectro gama de sedimentos arenosos é resultado da presença de elementos radioativos, como Urânio (U), Tório (Th) e Potássio (K) e seus filhos radiogênicos, presentes tanto na fração de elementos leves como na de minerais pesados. A assinatura radiométrica vem sendo recentemente utilizada como indicador de proveniência sedimentar (Veiga *et al.*, 2006; Anjos *et al.,* 2006; Anjos *et al.,* 2007) e retrabalhamento (Asadov *et al.*, 2001).

Como sintetizado na Tabela 4.4 os elementos U, Th e K podem ocorrer nos minerais pesados encontrados na Ilha Comprida. U e Th são comumente associados a zircão, mas podem ocorrer em outros minerais como epídoto e rutilo. Já o K, embora possa estar associado a hornblenda, turmalina e epídoto, possui normalmente concentração muito baixa e muitas vezes aquém do limite analítico de detecção, na fração pesada. Sua presença deve-se principalmente, como regra, ao feldspato potássico, componente da fração leve do sedimento.

Tabela 4.4: Presença de elementos radioativos nos minerais pesados mais abundantes da Ilha Comprida, segundo Deer *et al.* (1992).

| Mineral | U | Th | K |
|---|---|---|---|
| Andalusita | | | x |
| Cianita | | | x |
| Clinopiroxenio | | | x |
| Epidoto | x | x | x |
| Estaurolita | | | |
| Granada | | | |
| Hiperstenio | | | x |
| Hornblenda | | | x |
| Rutilo | x | x | |
| Sillimanita | | | x |
| Tremolita | | | x |
| Turmalina | | | x |
| Zircao | x | x | |

A análise de regressão linear entre concentração de elementos radiativos, porcentagem de minerais pesados e parâmetros granulométricos (Tabela 4.5) evidencia forte correlação positiva de U e Th com a porcentagem de minerais pesados, o que reforça a associação destes elementos com algum mineral pesado, provavelmente zircão. A altíssima correlação positiva (r=0,955 e p=0,000) entre U e Th indica que estes dois elementos devem ser abundantes em um mesmo mineral. O K apresenta correlação negativa com a porcentagem de minerais pesados e positiva com o desvio padrão da distribuição granulométrica. Desse modo, provavelmente não ocorre de forma significativa na fração pesada, devendo estar associado principalmente ao feldspato potássico presente na fração leve.

Tabela 4.5: Correlação linear entre elementos radiogênicos, minerais pesados e parâmetros granulométricos para o conjunto total de amostras datadas (N=39) da Ilha Comprida.

| | Th (ppm) | U (ppm) | K (%) | Minerais Pesados (%) | Turmalina | Zircao | Hornblenda | Rutilo | Epidoto | Diâmetro Médio | Assimetria |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| U (ppm) | 0,955 | | | | | | | | | | |
| P | 0,000 | | | | | | | | | | |
| K (%) | -0,304 | -0,428 | | | | | | | | | |
| P | 0,060 | 0,007 | | | | | | | | | |
| Minerais Pesados (%) | 0,725 | 0,793 | -0,521 | | | | | | | | |
| P | 0,000 | 0,000 | 0,001 | | | | | | | | |
| Turmalina | 0,549 | 0,639 | -0,611 | 0,742 | | | | | | | |
| P | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | | | | | | | |
| Zircao | 0,702 | 0,747 | -0,431 | 0,966 | 0,580 | | | | | | |
| P | 0,000 | 0,000 | 0,007 | 0,000 | 0,000 | | | | | | |
| Hornblenda | 0,134 | 0,265 | -0,175 | 0,206 | 0,241 | 0,110 | | | | | |
| P | 0,421 | 0,107 | 0,294 | 0,214 | 0,145 | 0,511 | | | | | |
| Rutilo | 0,558 | 0,650 | -0,581 | 0,819 | 0,644 | 0,708 | 0,313 | | | | |
| P | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,056 | | | | |
| Epidoto | 0,620 | 0,683 | -0,422 | 0,802 | 0,694 | 0,701 | 0,307 | 0,704 | | | |
| P | 0,000 | 0,000 | 0,008 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,061 | 0,000 | | | |
| Diametro | -0,238 | -0,378 | 0,524 | -0,642 | -0,495 | -0,603 | -0,181 | -0,591 | -0,523 | | |
| P | 0,144 | 0,018 | 0,001 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,277 | 0,000 | 0,001 | | |
| Assimetria | 0,105 | 0,233 | -0,147 | 0,407 | 0,354 | 0,309 | 0,461 | 0,458 | 0,443 | -0,429 | |
| P | 0,525 | 0,153 | 0,371 | 0,010 | 0,029 | 0,059 | 0,004 | 0,004 | 0,005 | 0,006 | |
| Desvio Padrão | 0,295 | 0,339 | -0,307 | 0,406 | 0,223 | 0,394 | 0,026 | 0,374 | 0,229 | -0,697 | -0,001 |
| p | 0,068 | 0,035 | 0,057 | 0,010 | 0,178 | 0,015 | 0,876 | 0,021 | 0,168 | 0,000 | 0,997 |

A razão Th/U calculada, que pode ser um indicador de proveniência (Anjos *et al.*, 2006, 2007), possui valor médio de 2,8, em relação ao qual são registradas anomalias nas amostras IC-3-FML-2, IC-39-CI e IC-1-CI. Em comum, estas três amostras possuem cimentação eodiagenética - pedogenética por material argilo-orgânico-ferruginoso (aspecto de piçarras). Enquanto seus valores de Th assemelham-se aos de outras amostras, os de U são consideravelmente menores. Visto que o U tende a ser lixiviado em condições oxidantes (Anjos *et al.* 2006), é razoável supor que as condições de iluviação favoráveis ao desenvolvimento da piçarra são, ao mesmo tempo, favoráveis à depleção do depósito em U.

Em vista da relação do Th com minerais pesados e do K com os leves, a razão Th/K demonstrou-se bom indicador da seleção hidráulica por densidade e, portanto, da atuação do transporte sedimentar (Figura 4.51). Os minerais pesados tendem a concentrar-se em regiões com pouco transporte sedimentar (centro-sul da ilha), enquanto o feldspato potássico, por ser menos denso, inclusive que o quartzo, é mais facilmente transportado. Por esta razão, concentra-se preferencialmente em sedimentos com transporte por deriva litorânea mais prolongado (situados nas extremidades da ilha).

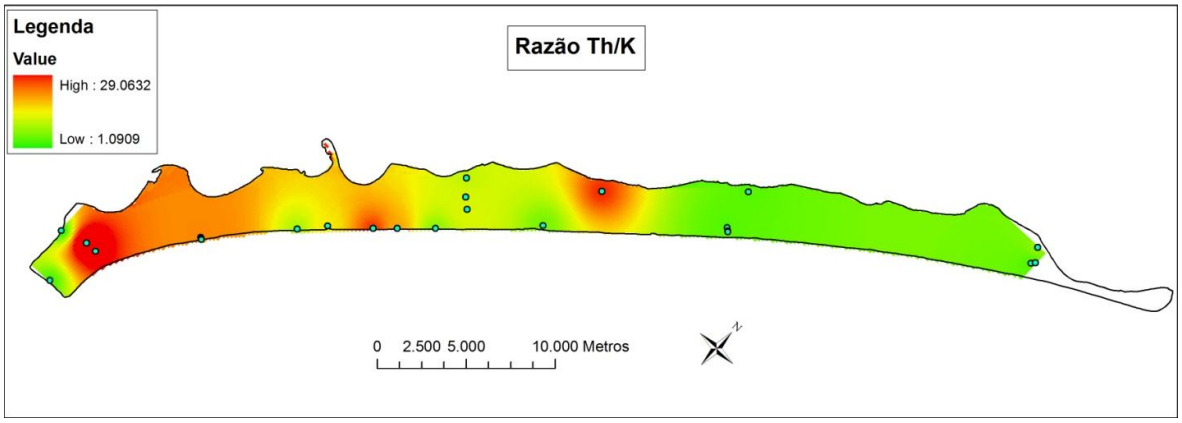



Figura 4.51: Mapa de variação da razão Th/K.

A sensibilidade do quartzo à luminescência e o conteúdo de U, Th e K são resultados fáceis de serem obtidos quando se realiza uma datação pela técnica da LOE. O conteúdo de elementos radioativos é utilizado no cálculo de dose anual e da radiação e a sensibilidade LOE pode ser fácil e rapidamente medida no mesmo aparelho utilizado para obter a dose acumulada. Ambos os resultados dão indicações de retrabalhamento sedimentar de formas diferentes. Enquanto o conteúdo de U, Th e K fornecem o rumo de transporte sedimentar, a sensibilidade LOE é indicativa da quantidade de ciclos sedimentares à qual o sedimento foi submetido.

# 5. DISCUSSÃO

## *5.1. Relações entre granulometria, minerais pesados e processos sedimentares*

O fato do padrão de variação encontrado no mapa de assimetria das amostras de deposição subaquosa descaracterizar-se nos mapas deste mesmo parâmetro para deposição subaérea (dunas e paleodunas; Figura 4.29) pode ser interpretado como indício de que o vento é capaz de imprimir sua assinatura nos depósitos da região. Essa assinatura pode ser melhor observada, e testada estatisticamente, ao compararem-se entre si amostras depositadas por processos subaquosos e subaéreos quanto às estatísticas descritivas da assimetria (

Tabela 4.1). Verifica-se predomínio de assimetria negativa a nula nas amostras subaquosas, em contraposição a assimetria positiva, nas subaéreas. A distinção entre os dois grupos amostrais é verificada com a aplicação do teste t-student, do qual resulta valor de t igual a 5,54, para grau de liberdade de 243. Com esse valor de t, é possível afirmar que a hipótese nula de médias de assimetrias estatisticamente semelhantes entre subaquoso e subaéreo é rejeitada mesmo para nível de significância de 0,01. Esse teste confirma a diferenciação feita por Nascimento (2006) entre sedimentos de dunas frontais e de praia atuais na Ilha Comprida. A assimetria negativa dos sedimentos subaquosos, com cauda nas frações mais grossas, pode ser explicada pela lavagem de finos exercida pelo constante retrabalhamento do vaivém das ondas. Em contraposição, o vento, retrabalhando os sedimentos praiais, é aparentemente bastante competente em deslocar a cauda da curva granulométrica para as frações mais finas.

As amostras de cordões internos coletadas em trincheiras onde não foi possível observar estruturas sedimentares diagnósticas, interpretadas preliminarmente, com base em morfologia observada em campo e em fotos aéreas, como depósitos subaquosos de cordões praiais (e não de cordões dunares), apresentaram assimetria predominantemente negativa. Admitida a assimetria como critério de diferenciação entre sedimento subaquoso e subaéreo na Ilha Comprida, este resultado reforça a interpretação preliminar de origem subaquosa para os sedimentos amostrados nestes cordões.

A relação entre resultados granulométricos e de minerais pesados nos sedimentos estudados (Tabela 5.1) possui duas características marcantes: a correlação entre mineral (porcentagem total de minerais pesados e porcentagem de minerais pesados específicos) e diâmetro médio é o inverso da correlação entre mineral e desvio padrão; e as correlações encontradas são maiores em sedimentos de deposição subaérea que nos de subaquosa. A primeira característica relaciona-se ao transporte sedimentar ao longo da ilha: quanto mais fino e melhor selecionado o sedimento, resultado de transporte mais longo, maior a concentração de minerais pesados menos densos, como hornblenda, turmalina e epídoto; o raciocínio inverso também é verdadeiro: amostras mais grossas e pior selecionadas, com menos transporte sedimentar, tendem a apresentar concentrações maiores de minerais mais densos, como zircão e rutilo. A segunda característica, correlações mais altas nos depósitos de dunas e paleodunas eólicas, relaciona-se à seleção adicional imposta pelo vento. Mesmo atuando por uma distância restrita ao sistema praia-duna, portanto bem menor que a de ação das correntes subaquosas de deriva litorânea (atuantes por grande parte da praia da Ilha Comprida), o vento possui capacidade de seleção muito mais efetiva.

Tabela 5.1: Tabela de correlação entre minerais pesados ou grupos de minerais pesados e parâmetros granulométricos.

| | Diâmetro Médio | | Desvio Padrão | |
|---|---|---|---|---|
| Mineral | Subaérea | Subaquosa | Subaérea | Subaquosa |
| Zircão | -0,707 | -0,269 | 0,571 | 0,071 |
| P-Value | 0,000 | 0,020 | 0,000 | 0,548 |
| Rutilo | -0,334 | -0,235 | 0,249 | 0,056 |
| P-Value | 0,001 | 0,044 | 0,011 | 0,634 |
| Hornblenda | 0,522 | 0,369 | -0,533 | -0,010 |
| P-Value | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,930 |
| Turmalina | 0,380 | -0,003 | -0,343 | -0,153 |
| P-Value | 0,000 | 0,977 | 0,000 | 0,193 |
| Epídoto | 0,684 | 0,343 | -0,527 | -0,278 |
| P-Value | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,016 |
| Estaurolita | 0,232 | -0,309 | -0,122 | 0,023 |
| P-Value | 0,018 | 0,007 | 0,219 | 0,051 |
| Mais Densos | -0,709 | -0,277 | 0,569 | 0,068 |
| P-Value | 0,000 | 0,017 | 0,000 | 0,566 |
| Menos Densos | 0,676 | 0,352 | -0,578 | -0,229 |
| P-Value | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,049 |

## *5.2. Rumos de transporte sedimentar e áreas fontes*

Nos sedimentos subaquosos, a tendência para sedimentos mais finos, melhor selecionados e mais negativos, a partir da porção centro-sul da Ilha Comprida, rumo às suas extremidades, coincide com um dos padrões indicativos de transporte sedimentar, segundo o método de McLaren & Bowles (1985), o que permite interpretar duas células de deriva litorânea longitudinal divergentes. Esse padrão de circulação costeira, já determinado previamente por Nascimento *et al.* (2008) e Giannini *et al.* (2009) para os sedimentos recentes, pode assim ser estendido aos sedimentos mais antigos (mais interiores). Parece ter-se mantido, portanto, durante toda a história evolutiva da ilha.

A correlação negativa entre os minerais turmalina e hornblenda, menos densos, e zircão e rutilo, mais densos (Tabela 5.2), confirma a forte influência exercida pela seleção hidráulica na distribuição dos minerais pesados da Ilha Comprida. Rutilo e zircão apresentam entre si correlação linear positiva (r=0,529 e p=0,000), mais fraca que a correlação negativa entre os grupos de minerais mais densos e menos densos (r=-0,898 e p=0,000). Isto indica que variações da proporção dos minerais dentro desses dois grupos é controlada também por outros fatores, além da seleção hidráulica, como a área fonte por exemplo.

A falta de correlação entre hornblenda e turmalina (Tabela 5.2), minerais homólogos quanto à densidade e hábito geral, e portanto equivalentes hidraulicamente, indica que algum processo, certamente não ligado ao comportamento hidráulico, afeta diferencialmente estes minerais. O primeiro destes processos seria a dissolução pós-deposicional, que pode atingir a hornblenda (instável quimicamente), sem interferir diretamente na turmalina (ultraestável

quimicamente). Contra a hipótese de influência da dissolução, pesa o argumento de que a eliminação de hornblenda por este fator deveria aumentar residualmente a concentração de minerais ultraestáveis, inclusive turmalina. A segunda hipótese seria a variação de área fonte ao longo da ilha, já sugerida pelo índice RZi. Tessler (1988) atribui ao rio Ribeira de Iguape forte contribuição de hornblenda para os sedimentos da região, tantos emersos como da plataforma interna. De fato, elevados teores de hornblenda (até 56% da fração pesada transparente não micácea) foram encontrados por De Maman (2006) em aluviões holocênicos do baixo rio Ribeira de Iguape, em Registro. Como teste adicional para avaliar a influência da dissolução pós-deposicional e da área fonte sobre o índice THi, analisou-se a correlação entre turmalina e hornblenda nos sedimentos recentes (praia e dunas frontais), que supostamente não sofreram efeito da dissolução pós-deposicional. Observa-se que também nestes sedimentos não existe correlação estatisticamente aceitável ($r=-0,18$ e $p= 0,127$) entre os dois minerais, o que reforça a hipótese de variação da contribuição do rio Ribeira de Iguape ao longo da Ilha Comprida como fator determinante da abundância de hornblenda. O mapa do THi (Figura 4.40) ressalta a grande variação deste índice na direção longitudinal à ilha, sem mudança perceptível na direção transversal. Esse comportamento, semelhante ao do mapa de RZi, reafirma a contribuição de distintas áreas fontes, em diferentes trechos longitudinais, os quais teriam se mantido em todo o tempo de construção da barreira.

Tabela 5.2: Coeficientes de correlação linear de Pearson determinados para os minerais utilizados no cálculo de índices ABi. P-Value: nível de significância.

| | Turmalina | Zircão | Hornblenda | Rutilo | Menos densos |
|---|---|---|---|---|---|
| Zircão | -0,482 | | | | |
| P-Value | 0,000 | | | | |
| Hornblenda | 0,004 | -0,622 | | | |
| P-Value | 0,963 | 0,000 | | | |
| Rutilo | -0,307 | 0,529 | -0,536 | | |
| P-Value | 0,000 | 0,000 | 0,000 | | |
| Menos densos | 0,675 | -0,879 | 0,625 | -0,617 | |
| P-Value | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | |
| Mais Densos | -0,487 | 0,982 | -0,661 | 0,677 | -0,898 |
| P-Value | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |

A análise de correlação entre os grupos de minerais menos densos e mais densos sugere alta interdependência entre eles (r=-0,898 e p=0,000), resultado do efeito da seleção hidráulica pelo transporte litorâneo. Já o par mineralógico turmalina e zircão apresenta correlação menor (r=-0,482 e p=0,000), mas ainda assim suficiente para demonstrar o controle exercido pela seleção hidráulica na dispersão dos dois minerais. A distribuição espacial da proporção dos grupos de minerais mais densos e menos densos e do TZi possuem as mesmas características: pouca variação transversal à linha de costa e incremento da proporção de minerais menos densos para NE e para SW, a partir do centro-sul da ilha, padrão que sugere divergência de células de deriva litorânea nesta região, conforme já indicado também por evidências erosivo-deposicionais em trabalhos anteriores (Nascimento, 2006; Nascimento *et al.,* 2008; Giannini *et al.*, 2009).

A assembléia de minerais pesados encontrada nas areias analisadas é condizente com as rochas drenadas pela bacia do rio Ribeira de Iguape e a quase totalidade também é encontrada na plataforma continental interna e na planície litorânea (Tessler, 1988). Dessa forma, estimar a contribuição relativa entre cada área fonte é tarefa bastante complexa. Entretanto, com base no comportamento espacial do índice THi, a hornblenda constitui boa assinatura da contribuição do rio Ribeira de Iguape. Da mesma forma, o índice RZi mostrou-se eficiente indicador de mudança de área fonte provavelmente ligada ao aporte deste rio, com maior concentração de rutilo no nordeste da ilha. Admitida a associação preferencial do rutilo com rochas metamórficas de alto grau (Force, 1980), o aumento na sua abundância relativa para NE deve estar relacionado a rochas deste tipo drenadas pela bacia do rio Ribeira de Iguape.

O índice Th/K possui íntima relação com a assembléia de minerais pesados (Th em zircão) e com a concentração de elementos leves (K nos feldpatos). Dessa forma, apresenta padrão de variação espacial semelhante ao detectado nos mapas indicativos de transporte

sedimentar (diâmetro médio, TZi e concentração de minerais pesados) e reforça que os rumos de transporte sedimentar pretéritos na ilha foram semelhantes aos atuais.

Um modelo para as diversas fontes primárias e secundárias dos sedimentos constituintes da Ilha Comprida representa-se na Figura 5.1. Como aporte primário, destaca-se a contribuição das rochas ígneas e metamórficas drenadas pelo rio Ribeira de Iguape, seja diretamente para a ilha seja para a plataforma interna. Pelas desembocaduras lagunares de Icapara e Cananéia, ocorre o aporte secundário de sedimentos retrabalhados a partir da Formação Cananéia aflorante na planície litorânea. Ao chegar na costa, estes sedimentos podem ser adicionalmente retrabalhados por correntes de deriva litorânea longitudinal ou ainda, por deriva transversal, conforme o enunciado invertido do princípio de Bruun (1962), após estocados na plataforma continental interna. As evidências de retrabalhamento sedimentar pela deriva litorânea longitudinal, tanto para a sedimentação atual (Nascimento *et al.,* 2008), como para os cordões mais interiores, indica que as condições de circulação costeira e contribuição relativa do aporte do rio Ribeira de Iguape não sofreram grandes variações ao longo dos últimos 6000 anos. Mesmo pequenas variações climáticas com reflexo no sistema praia-duna frontal, evidenciadas pelas diferentes tipos de cordões litorâneos (cordões praias e de dunas frontais) e depósitos eólicos, para a época da Pequena Idade do Gelo na Ilha Comprida (Sawakuchi *et al.*, 2008), parecem não ter exercido influência na descarga do rio Ribeira de Iguape.

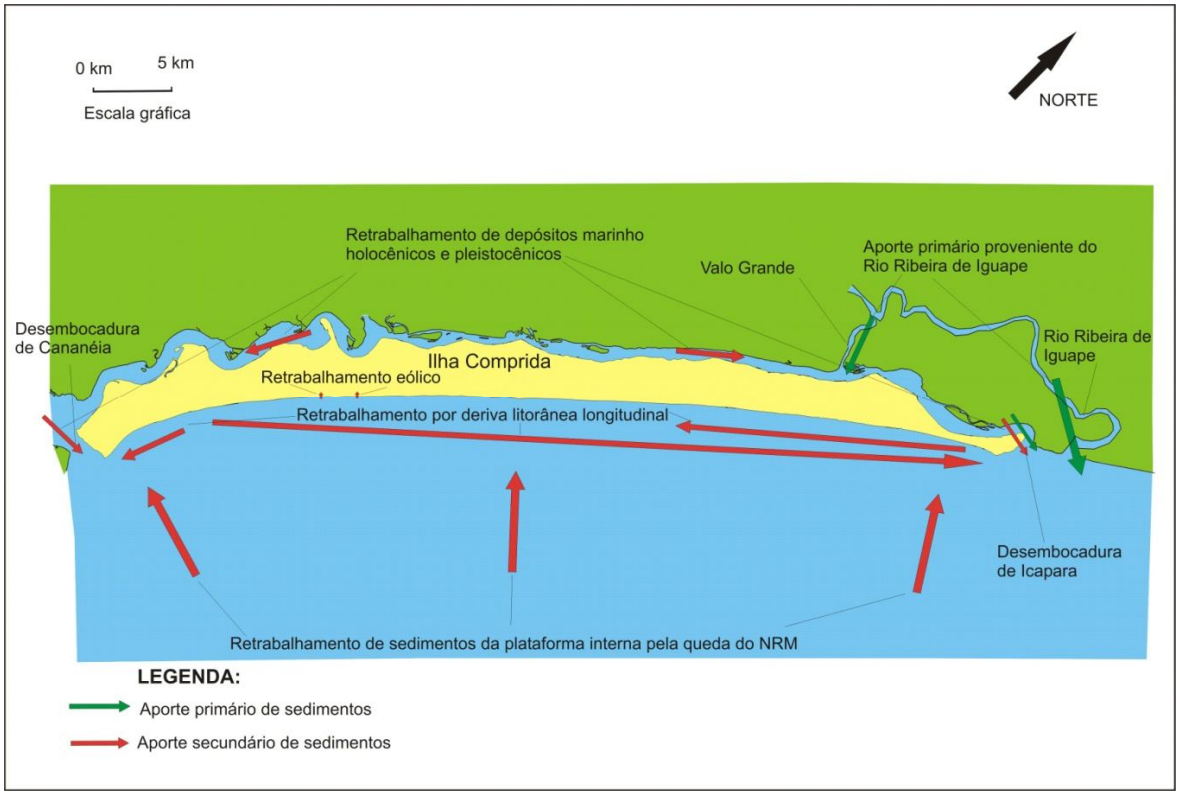



Figura 5.1: Esquema da proveniência sedimentar e de retrabalhamento dos sedimentos constituintes da Ilha Comprida. O aporte principal primário ocorre pelo rio Ribeira de Iguape. Aportes secundários, a partir da planície costeira e da plataforma continental interna, completam as fontes de sedimentos, os quais mantêm-se sob constante retrabalhamento pelas correntes de deriva litorânea.

## *5.3. Sobre a formação de cordões litorâneos*

Barreiras progradantes (*sensu* Roy *et al.*, 1994), como é pelo menos em grande parte a Ilha Comprida, são compostas essencialmente por cordões litorâneos. Uma grande diversidade de tipos e graus de retrabalhamento de cordões litorâneos é observada na ilha e o entendimento de sua formação, com base na variação dos processos atuantes, é fundamental para compreender-se sua própria evolução sedimentar. O desenvolvimento de cordões litorâneos, com ou sem dunas frontais, é dependente de fatores como volume e granulometria da areia suprida, vegetação, regime de ventos e ondas, morfodinâmica da praia, variação do nível relativo do mar e estabilidade da linha de costa (Hesp, 2002). Mudanças em cada um desses fatores podem modificar o tipo de cordão formado e/ou promover o retrabalhamento de cordão preexistente.

A estabilidade da linha de costa é resultado do balanço entre suprimento sedimentar e espaço de acomodação. O espaço para acomodação sedimentar e, conseqüentemente, para a formação de cordões litorâneos, é determinado pela morfodinâmica (geometria) da praia e por variações do nível relativo do mar. No caso dos cordões litorâneos, o espaço para sua acomodação é controlado pela posição da linha de costa, que, por sua vez, é dependente do aporte sedimentar e de variações do NRM. Com NRM baixando ou até NRM subindo, com taxa de geração de espaço menor que o aporte sedimentar, ocorrerá regressão da linha de costa e, portanto, geração de espaço para a acomodação de cordões litorâneos. Outro importante fator que influencia no espaço de acomodação de cordões litorâneos é a fisiografia da costa. Obstáculos à deriva litorânea longitudinal aprisionam sedimentos e elevam o aporte sedimentar local e favorecem, desse modo, a geração de planícies de cordões litorâneos. Esses obstáculos podem ser promontórios rochosos ou molhes hidráulicos em desembocaduras de rios ou lagunas (Komar, 1976).

Sob zonas costeiras com altas taxas de progradação, os cordões litorâneos são, depois de construídos, rapidamente desconectados de sua área fonte, a praia, estabilizados pela vegetação e raramente afetados por processos oceanográficos como ondas, ventos e marés. Já em linhas de costa com taxas de progradação menores ou estacionárias, os cordões litorâneos ficam mais tempo submetidos à ação de processos de retrabalhamento sedimentar e com sedimentos a disposição para sistemas eólicos com influxo-efluxo sedimentar positivo (Giannini, 2007). Disso resulta a formação de cordões de dunas frontais, rupturas de deflação e até campo de dunas, na ordem de saldo influxo-efluxo eólico crescente.

Essa relação entre estabilidade da linha de costa, espaço de acomodação de cordões litorâneos, e saldo influxo-efluxo sedimentar para o sistema eólico pode ser exemplificada, quanto a tipologia dos cordões, na Ilha Comprida (Figura 5.2). Os cordões internos da ilha aparentam ser inteiramente do mesmo tipo, cordões praias, sem nenhuma evidência de construção ou retrabalhamento eólico. O não desenvolvimento de depósitos eólicos nestes cordões pode ser relacionado à indisponibilidade de estoque na praia, a espaço de acumulação eólica excessivo (progradação rápida) e/ou a falta de ventos efetivos para a remobilização de sedimentos da praia para os cordões litorâneos. O período de formação dos cordões internos perdurou por quase toda a evolução da Ilha Comprida com taxas de progradação menores que 0,6 m/a que, teoricamente, por comparação com as taxas medidas para dunas frontais da ilha (3-5 m/a), favoreceriam a formação de depósitos eólicos. Períodos erosivos, evidenciados por truncamentos de cordões, são observados dentro desta fase, o que também favoreceria o retrabalhamento eólico das areias de praia. O período relacionado à Pequena Idade do Gelo e à gênese do cordão eólico com rupturas de deflação teve linha de costa também erosiva e/ou estacionária, porém com formação de depósitos eólicos. Desse modo, a falta de vento efetivo para remobilizar o sedimento da praia para o sistema eólico deve ser o principal fator para a

não observação de feições eólicas durante o desenvolvimento dos cordões internos da Ilha Comprida.

Modificações no clima e regime de ventos são os melhores argumentos para explicar a variação no tipo de cordão litorâneo observado durante a fase de engorda pronunciado da ilha pelo bloqueio dos morros perto da cidade de Iguape. Nessa fase são observados cordões praiais, mais interiores, separados de cordões de dunas frontais baixas, mais perto da praia, por um alinhamento de rupturas de deflação de até 9 m de altura. Durante esse período, todos os fatores que controlam a formação de cordões litorâneos parecem ter ficado estáveis exceto o clima, ventos, ondas e taxa de progradação. A mudança de clima, relacionada à Pequena Idade do Gelo, aumentou a freqüência, e talvez a intensidade, das frentes frias, e os ventos e ondas a ela associados, e durante esse período, a linha de costa se tornou estacionária ou sofreu erosão por toda a ilha. Sob linha de costa estável ou transgressiva e com o aumento do vento efetivo, para transporte eólico, ocorreu saldo positivo de influxo-efluxo para os cordões litorâneos e assim o desenvolvimento do cordão de rupturas de deflação. Já com a diminuição da freqüência e intensidade das frentes frias, após a Pequena Idade do Gelo, fez aumentar a taxa de progradação no centro norte da Ilha Comprida, com formação de alinhamentos de dunas frontais e desativação do cordão de rupturas de deflação, enquanto no centro-sul da ilha ainda prevalecem condições de linha de costa estacionária a erosiva com rupturas de deflação ainda ativas.

Relacionada a essa última fase de formações de cordões litorâneos está a abertura do canal do Valo Grande em 1852 e o conseqüente aumento do aporte sedimentar, resultado da descarga sedimentar do rio Ribeira de Iguape mais próxima da ilha e do incremento no efeito de molhe hidráulico da desembocadura de Icapara. Esse molhe hidráulico reteria mais eficientemente os sedimentos transportados pela deriva litorânea longitudinal de SW para NE e conseqüentemente o aporte sedimentar para a formação de cordões litorâneos.

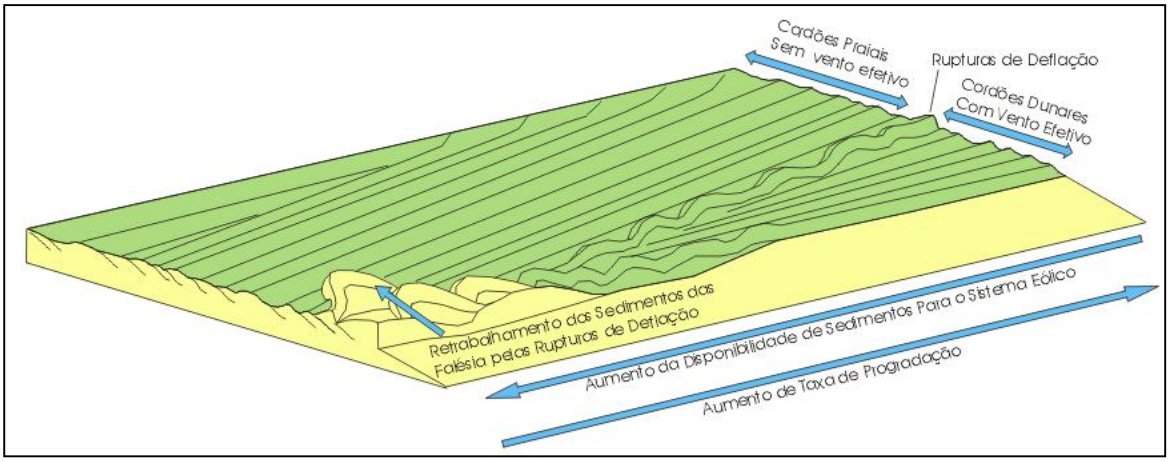



Figura 5.2: Esquema da formação dos diferentes tipos de cordões litorâneos presentes na Ilha Comprida e intensidade dos processos atuantes.

## *5.4. Modelo evolutivo para a Ilha Comprida*

### 5.4.1. De 6000 a 1900 anos A.P.

Atualmente a Ilha Comprida pode ser classificada como uma barreira progradante (Roy *et al.*, 1994) ou ilha barreira regressiva, de acordo com Reinson (1992). Entretanto, na época de seu surgimento, suas características possivelmente eram diferentes. Além das hipóteses de captura de drenagem para separação de uma parte da planície costeira (Geobrás, 1966) e ilha primitiva pleistocênica (Suguio e Martin, 1978) pode-se supor que a Ilha Comprida se iniciou como uma ilha barreira transgressiva. As idades LOE obtidas para o trecho mais antigo da ilha, por volta de 6000 anos A.P., são coincidentes com período de provável subida de NRM, pouco antes do máximo holocênico (Angulo *et al.*, 2006). Evidências de empilhamentos estratigráficos transgressivos são observados no ponto IC-3-FML-2 e em afloramentos descritos por Suguio *et al.* (1976), onde ocorrem areias marinhas sotopostas a sedimentos paleolagunares. Troncos em posição de vida foram nesses afloramentos datados por Suguio *et al.* (1976), e posteriormente calibrados por Angulo *et al.* (2009), resultando idades de 7659-6949 e 6050-5519 cal anos, o que reforça a correspondência da barreira transgressiva com a subida do NRM.

Após essa fase inicial (Figura 5.3), a barreira progradou de forma praticamente ininterrupta até os dias atuais, com duas componentes principais de crescimento, uma longitudinal e outra transversal, que se alternaram em importância relativa pela sucessão de cordões litorâneos. Da fase inicial até aproximadamente 5000 anos A.P., a ilha apresentou uma

fase de crescimento acelerado tanto longitudinalmente como transversalmente, com adição de cristas praiais.

Já de 5000 até aproximadamente 1900 anos A.P., a Ilha Comprida praticamente não sofreu engorda transversal e a taxa de crescimento longitudinal foi relativamente baixa (5,2 a 6,9 m/a).

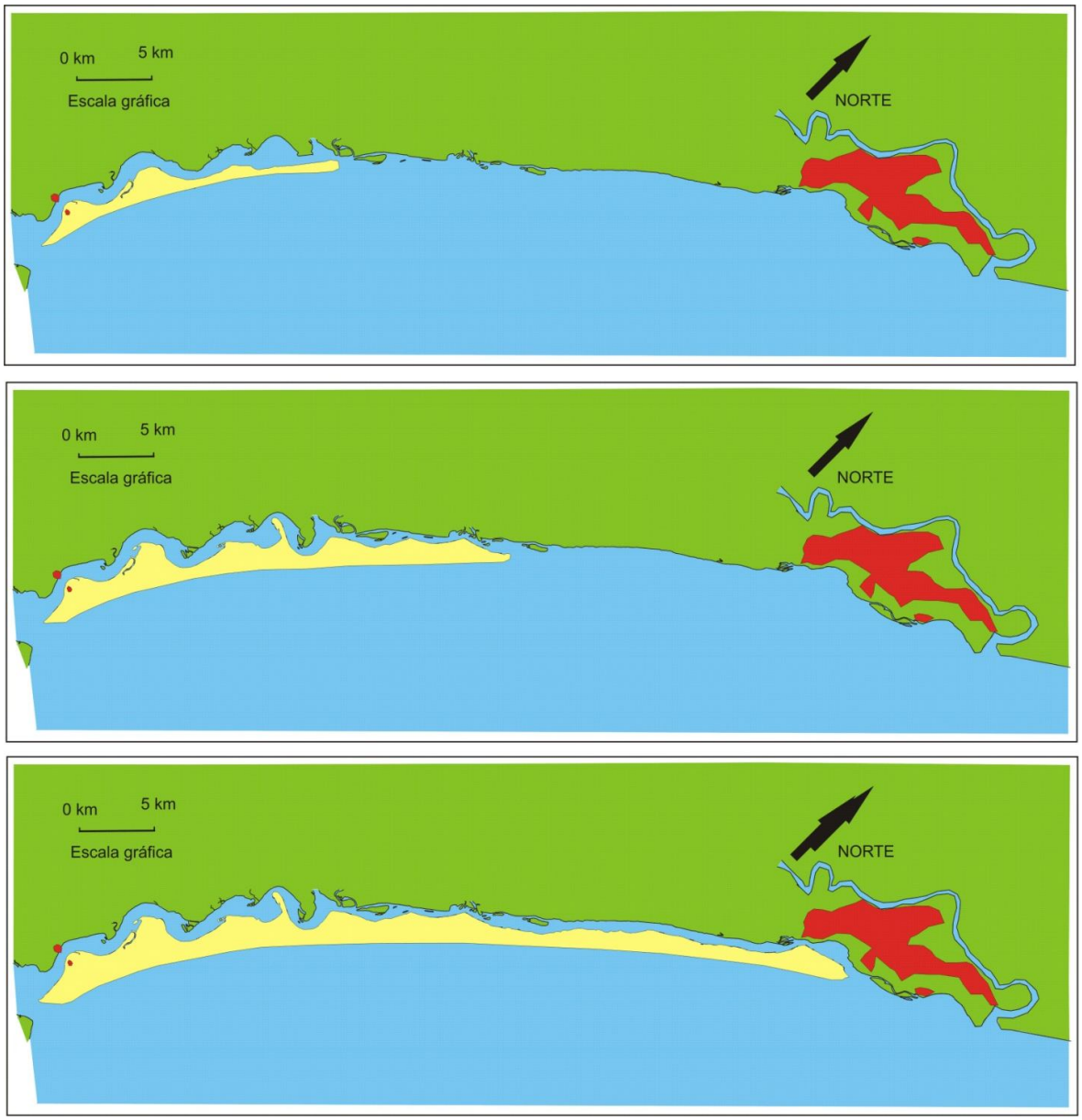



Figura 5.3: Evolução da Ilha Comprida de 6000 até 1900 anos A.P.. Quadro superior: com caráter de barreira transgressiva, em 6000 anos A.P.. Quadro central: em 5000 anos A.P., após fase de intensa progradação. Quadro inferior: em 1900 A.P., ao final da fase de menor taxa de crescimento em área e antes do início do bloqueio da componente longitudinal pelos morros perto de Iguape.

### 5.4.2. De 1900 anos A.P. até o presente

Após 1900 anos A.P., os morros perto de Iguape bloquearam o crescimento longitudinal da ilha e dessa forma todo o sedimento disponível foi utilizado em uma fase progradacional que atingiu toda a extensão da ilha e durou por volta de 1700 anos (Figura 5.4).

Até esse período, os cordões litorâneos formadores da Ilha Comprida foram de origem praial. No período de aproximadamente 550 a 200 anos A.P., mudanças do regime de ventos e ondas, relacionadas à Pequena Idade do Gelo, favoreceram a erosão e/ou estabilidade da linha de costa e a formação de rupturas de deflação por quase toda a extensão da ilha. Desde o final desse período até atualmente, dois fatos importantes influenciaram o crescimento da Ilha Comprida, o fim do bloqueio do morro de Icapara e a abertura do Valo Grande em 1852. As condições de vento aparentemente permaneceram intensas após a Pequena Idade do Gelo, já que cordões de dunas frontais passaram se formar, em substituição aos cordões praiais que caracterizaram a fase anterior a essa idade. Com o fim do bloqueio do morro de Icapara, a ilha voltou a crescer longitudinalmente em uma taxa média relativamente alta (25 a 30 m/a), provavelmente por conta do desvio das águas do rio Ribeira de Iguape pelo homem, o que intensificou a dinâmica de meandramento de canal da desembocadura de Icapara, bem como seu respectivo efeito de molhe hidráulico. O crescimento transversal da ilha foi bastante desigual nesse último momento da evolução da ilha, com taxas de progradação altas nas extremidades da ilha e retrogradação no centro-sul, onde houve manutenção da atividade das rupturas de deflação.

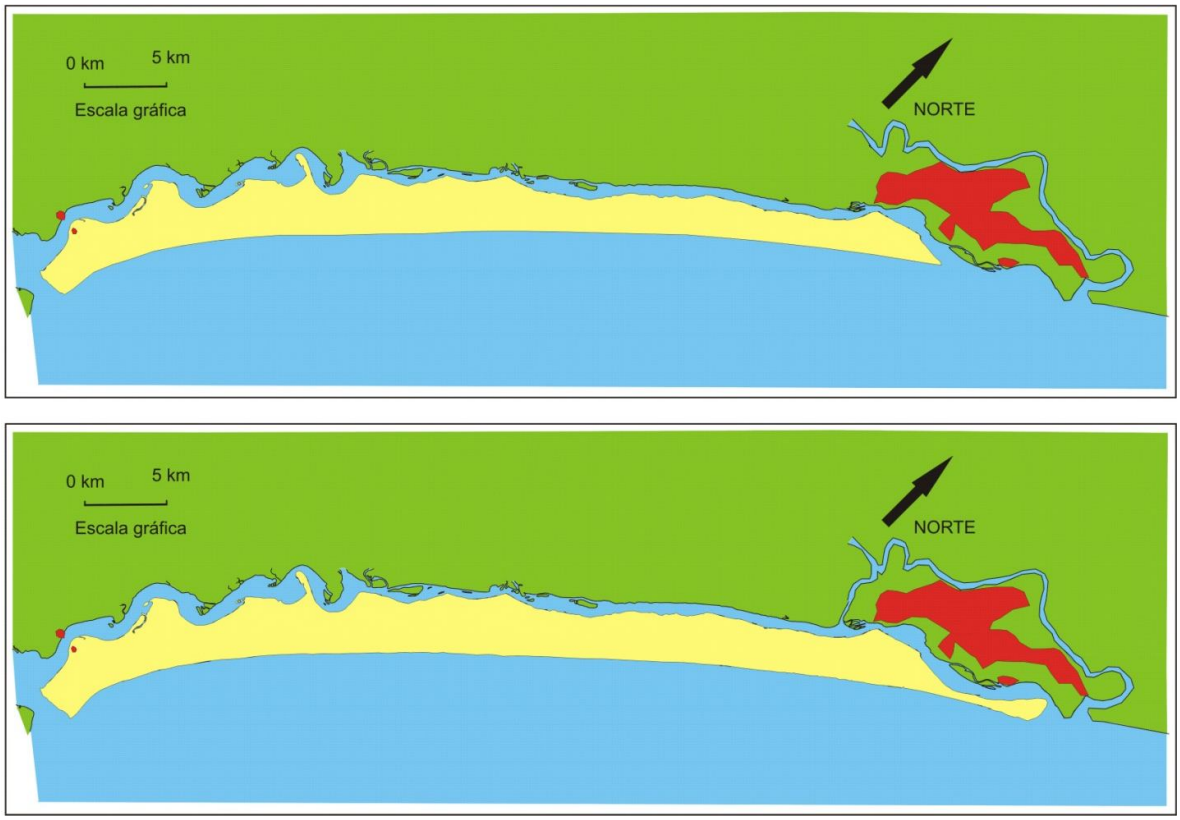



Figura 5.4: Evolução da Ilha Comprida de 2000 anos A.P. até o presente. Quadro superior: ao final do período, com cerca de 1700 anos de duração, de bloqueio do crescimento longitudinal pelos morros perto de Iguape. Quadro inferior: após a retomada do crescimento longitudinal, nos últimos 200 anos.

# 6. CONCLUSÕES

As análises de fotografias aéreas, parâmetros granulométricos, minerais pesados, datações LOE, bem como a revisão bibliográfica crítica, permitiram chegar às seguintes conclusões:

- Os cordões litorâneos apresentam em planta padrão geométrico característico: retilíneo segundo NE, com a extremidade nordeste encurvada para NW. Estas duas direções, NE e NW, relacionam-se respectivamente às componentes de crescimento longitudinal e transversal (de engorda) da ilha.
- A análise deste mesmo padrão de cordões permite dividir a Ilha Comprida em 16 unidades, correspondentes a pulsos ou fases evolutivas, durante as quais as duas componentes de crescimento da ilha, longitudinal e transversal, se alternaram em importância relativa.
- Na última fase de crescimento da ilha, observada na comparação entre as fotografias aéreas de 1962 e 2000, algumas regiões, como a centro-norte e a extremo sul, apresentaram progradação, enquanto outras, como a centro-sul, foram dominadas por processo erosivo.
- Os elementos morfológicos eólicos identificados na Ilha Comprida incluem: dunas frontais, rupturas de deflação, dunas parabólicas, *nebkhas*, franjas de areia eólica e cadeias barcanóides.
- O grau de ativação e avanço das rupturas de deflação observadas ao longo de maior parte da ilha parece ter relação direta com as tendências para progradação ou erosão em diferentes trechos da costa. Em regiões com predomínio recente de progradação, as rupturas de deflação encontram-se longe da praia e estabilizadas por vegetação. Em regiões erosivas, encontram-se junto à praia e aparentam estar ativas, com maior distância de avanço sobre os cordões litorâneos mais antigos.
- As fácies morfológicas variam da laguna para a praia, passando de cordões praias para rupturas de deflação e destes para cordões de dunas frontais. Esta variação corresponde a mudanças ao longo do tempo nos processos formadores de cordões litorâneos.
- Ao todo, nove fácies deposicionais identificam-se em afloramentos e trincheiras: areia com estratificação plano-paralela (Ap), areia com estratificação plano-paralela, rica em icnofósseis (Api), areia com estratificação cruzada planar (Acp), areia com estratificação cruzada cavalgante (Acc), areia com estratificação cruzada cíclica, rica em icnofósseis (Acci), areia com estratificação cruzada lenticular (Acl), areia maciça (Am), areia com estratificação cruzada *hummocky* (Ah) e lama com troncos (Lt).
- O empilhamento de fácies eólicas confirma o padrão transgressivo das rupturas de deflação por sobre os cordões litorâneos mais interiores e antigos da ilha.

- O empilhamento encontrado nas fácies marinhas, aflorantes na margem lagunar, é predominantemente regressivo. Possibilidades de sucessões transgressivas, encontradas somente na parte sul da ilha, e evidências geocronológicas reforçam a idéia de uma barreira transgressiva como fase inicial de sua formação.
- Os resultados granulométricos demonstram, para todas as fácies morfológicas estudadas, dunas frontais, rupturas de deflação e cordões praias, a tendência de areias mais finas e melhor selecionadas para o nordeste da Ilha Comprida.
- A assimetria da distribuição granulométrica é bom indicador de processo deposicional nos sedimentos da ilha, capaz de diferenciar depósitos subaquosos de subaéreos, com influência subordinada da componente geográfica de variação.
- A combinação de análise granulométrica e estudo de minerais pesados demonstra-se consistente na determinação de padrões de transporte sedimentar, com indicações de forte controle pela seleção hidráulica e aerodinâmica.
- A utilização de índices de minerais pesados permite a identificação dos fatores e processos que controlam a assembléia mineralógica. Os índices RZi e THi indicam a contribuição do rio Ribeira de Iguape, com aporte sedimentar concentrado no nordeste da Ilha Comprida. O índice TZi responde aos processos de seleção hidráulica do transporte sedimentar, reforçando a hipótese de duas células de deriva litorânea com divergência no centro-sul da ilha.
- A principal derivação primária dos minerais pesados são as rochas presentes na bacia de drenagem do rio Ribeira de Iguape. É provável também a contribuição dos sedimentos estocados na plataforma continental, disponíveis para serem retrabalhados pelas correntes de deriva litorânea.
- A maior influência do rio Ribeira de Iguape na porção nordeste da Ilha Comprida é constatada na assembléia de minerais pesados, principalmente pela maior proporção de hornblenda.
- O protocolo SAR utilizado para datações LOE demonstra-se aplicável aos sedimentos, tanto eólicos como marinhos rasos da Ilha Comprida, com idades compatíveis com as curvas do NRM mais aceitas e resultados coerentes com relação à progradação da linha de costa e ao empilhamento sedimentar.
- As taxas de progradação medidas tendem a crescer em períodos menores e mais recentes bem como de SW para NE ao longo da ilha, resultado de um menor registro de fases erosivas em períodos menores de tempo.
- A aceleração do crescimento longitudinal da ilha pela abertura do Valo Grande confirma-se por datações na terminação curva de cordões litorâneos, somadas a registros históricos.
- O aumento da taxa de sedimentos incorporados à ilha, após a abertura do Valo Grande, é confirmado pelo gráfico de incremento de área por tempo. Esse mesmo gráfico indica um período de baixa taxa de crescimento entre 4750 e 2000 anos A.P..

- As idades referentes ao maior período de atividade das rupturas de deflação são correlacionáveis com a Pequena Idade do Gelo (1450 a 1850 d.c), e sugerem intensificação de incursões de frentes frias na região durante esse período.
- O contraste entre tipos de cordões litorâneos, praiais, formados antes da Pequena Idade do Gelo, versus de dunas frontais, formados após esse período, é indicativo de que as condições de vento permanecem intensificadas desde então.
- Subproduto da datação LOE, o teor de U, Th e K, pela sua relação com a assembléia de minerais pesados e com o conteúdo de feldspato potássico, pode auxiliar na indicação de rumo de transporte sedimentar, com especial destaque para a razão Th/K (tanto maior, quanto menor o transporte).
- A sensibilidade LOE, que é facilmente medida no mesmo equipamento utilizado para datação LOE, é indicativa da quantidade de ciclos sedimentares pela qual o sedimento foi submetido.
- Quatro fases de evolução da ilha, além da inicial, puderam ser determinadas, nas quais duas componentes de crescimento, uma longitudinal e outra transversal, alternaram-se em importância relativa.
- A fase inicial é correspondente a barreira transgressiva a aproximadamente 6000 anos A.P..
- Da fase inicial até perto de 5000 anos A.P. a ilha apresentou uma fase de crescimento acelerado tanto longitudinalmente como transversalmente; durante este período, os cordões litorâneos identificados são de origem praial.
- De 5000 a 2000 anos A.P., a componente de crescimento transversal caiu a praticamente zero enquanto a longitudinal teve taxa relativamente baixa.
- De 2000 a 200 anos A.P., o bloqueio do crescimento longitudinal pelos morros perto de Iguape forçou intensa progradação por toda a extensão da ilha. Durante essa fase, adição de cristas praiais predominou antes da Pequena Idade do Gelo, e formação de cordões de dunas frontais, após esse período.
- De 200 anos A.P. até o presente, superado o efeito de bloqueio à deriva longitudinal imposto pelos morros de Iguape, a ilha retomou a componente de crescimento longitudinal, acelerada pela abertura do Valo Grande. Este período é de taxas de progradação bastante variáveis ao longo da ilha, com maior regressão nas extremidades e retrogradação na porção centro-sul.
-

# REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS


ALLEN. V.T. 1948. Weathering and heavy minerals. *Journal of Sedimentary Petrology*, **18(**1):38-42.

ALMEIDA, F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **48**:15-26.

ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C. D. R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(2):135-150.

ANGULO R.J.; LESSA G.C. 1997 The Brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, **140**:141-166

ANGULO, R.J.; SUGUIO, K. 1994. Problems in the interpretation of quaternary beach ridges: the example from the coastal plain of Paraná (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **66**: 347-358.

ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F.; KOGUT, J.S.; PRAZERES FILHO, H.J.; SOUZA, M.C. 1994. Variation of sedimentological parameters with deposition age across a succession of beach-ridges in the Holocene of Mel Island, Paraná, Brazil. *In:* INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGICAL CONGRESS, 14. Recife, 1994. Abstracts... Recife, IAS, p.D1-D3

ANGULO, R.J.; GIANNINI, P.C.F.; KOGUT, J.S.; PRAZERES FILHO, H.J.; SOUZA, M.C. 1996. Variação das características sedimentológicas através de uma sucessão de cordões holocênicos, como função da idade deposicional, na ilha do Mel (PR). *Boletim Paranaense de Geociências*, **44**:77-86.

ANGULO, R.J.; LESSA, G.C.; SOUZA, M.C. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, **25**: 486-506

ANJOS, R.M; VEIGA, R.; MACARIO, K.; CARVALHO, C.; SANCHES, N.; BASTOS, J.; GOMES, P.R.S. 2006. Radiometric analysis of Quaternary deposits from the southeastern Brazilian coast. *Marine Geology* **229**:29-43.

ANJOS, R.M.; VEIGA, R.; CARVALHO, C.; MACARIO, K.D.; GOMES, P.R.S.. 2007 Geological provenance of Quaternary deposits from the southeastern Brazilian coast. *Nuclear Physics*, A **787**:642-647.

ASADOV, A.; KROFCHECK, D.; GREGORY, M. 2001. Application of γ-ray spectrometry to the study of grain size distribution of beach and river sands. *Marine Geolology*, **179**:203–211.

BALLARINI, M.; WALLINGA, J.; MURRAY, A.S.; VAN HETEREN, S.; OOST, A.P.; BOS, A.J.J., VAN EIJK, C.W.E. 2003. Optical dating of young coastal dunes on a decadal time scale. *Quaternary Science Reviews*, **22**:1011–1017.

BARBOUTI, A.; RASTIN, B. 1983. A Study of the absolute intensity of muons at sea level and under various thicknesses of absorber. *Journal of Physics G: Nuclear Physics*, **9**:1577–1595.

BARCELOS, J. H. 1975. Sedimentação e subambientes deposicionais da ilha Comprida, São Paulo. São Paulo, Inst. de Geoc. Univ. S. Paulo. Dissertação de Mestrado(inéd.), 1 mapa, 155p.

BARRETO, A. M. F. 1996. Interpretação Paleoambiental do Sistema de Dunas Fixadas do Médio Rio São Francisco, Bahia. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Tese de Doutoramento (inéd.), 174 p.

BARRETO, A.M.F.; SUGUIO, K.; TATUMI, S.H.; YEE, M.; GIANNINI, P.C.F.; BEZERRA, F.H.R. 2001b. Dunas inativas do Rio Grande do Norte: idades, áreas-fonte e possíveis correspondências com o nível relativo do mar no Quaternário. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA DO NORDESTE. Boletim de Resumos... Recife, SBG

BENTZ, D. 2004. Os Cordões Litorâneos da Planície de Una-Juréia, Municípios de Peruíbe e Iguape, SP. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado (inéd.). 108p, 4 anexos.

BIRD, E.C.F. 1960. The formation of sand beach ridges. *Australian Journal Science,* **22**:349-350.

BIGARELLA, J.J. 1946. Contribuição ao estudo da planície litorânea do Estado do Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia,* **1**:75-111.

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R. 1965. Contribuição ao Estudo da Formação Pariqüera-Açu, Estado de São Paulo. *Boletim Paranaense de Geografia*, **16/17**:17-41

BRUUN, P. 1962. Sea level rise as a cause of shore erosion. American Society of Civil Engineers *Proceedings. Journal of Waterways and Harbors Division*, **88**:117-130.

BUYNEVICH, I.V.; FITZGERALD, D.M.; VAN HETEREN, S. 2004. Sedimentary records of intense storms in Holocene barrier sequences, Maine, USA. *Marine Geology*, **210**:135-148.

CORRÊA, I.C.S., 1996. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plateforme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. *Marine Geology,* **130**:163–178.

CRUZ Jr.; F.W., BURNS, S.J.; KARMANN, I.; SHARP, W.D.; VUILLE, M.; FERRARI, J.A., 2006. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews,* **25**:2749-2761.

CRUZ Jr.; F.W., BURNS, S.J.; JERCINOVIC.M.; KARMANN, I.; SHARP, W.D.; VUILLE, M. 2007. Evidence of rainfall variantions in Southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite. *Geochimica et Cosmochica Acta*, **71**:2250-2263.

CTH-USP (Centro Tecnológico de Hidráulica da Escola Polité cnica da Universidade de São Paulo), 1973. Observações das características das ondas do mar em Cananéia. Relatório Técnico. CTH-USP, DAEE, São Paulo, Brazil.

DAVIES, J. L. 1957 The importance of cut and fill in the development of sand beach ridges. *Australian Journal of Science*, **20**:105-111.

DE MAMAN, Y.J., 2006. Análise sedimentológica aplicada na mineração de areia no Vale do Ribeira – região de Registro, SP. Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

DE MIO, E.; GIANNINI, P.C.F. 1997. Variação de minerais pesados transversal à planície litorânea de Peruíbe-Itanhaém, SP. In: CONGR. ASSOC. BRASIL. DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6, Curitiba. Resumos Expandidos... Curitiba, Abequa. p.109-114.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J.. 1992. An introduction to the rock-forming minerals. 2nd ed. Longman, London, 696 p.

DRYDEN, L.; DRYDEN, C. 1946. Comparative rates of weathering of some common heavy minerals. Journal of Sedimentary Petrology, **16**(3):91-96.

DUBOIS, R.N. 1992. A re-evaluation of Brunn's Rule and supporting evidence. Jo*urnal of Coastal Research*, **8**(3):618-628.

DUKE, W.L. 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, **32**:167-194 p.

EDDY, J.A., 1976. The Maunder Minimum. *Science,* **192**:1189–1202.

FERREIRA, F.J.F.; MORAES, R.A.V.; FERRARI, M.P.; VIANA, R.B. 1981. Contribuição ao estudo do alinhamento estrutural de Guapiara. In: SIMP REGIONAL GEOL, 3, Curitiba, 1981. Atas.... SBG/SP, São Paulo, pp 226-240

FLEXOR, J. M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUES, J. M. L.. 1984. Gênese dos cordões litorâneos da parte central da costa brasileira. In: Lacerda, L. P. de; Araujo, D. S. D. De; Cerqueira, R. & Turcq, B., org. RESTINGAS: ORIGEM, ESTRUTURA, PROCESSOS. Niterói, CEUFF. P. 34-45.

FOLK, R.L.; WARD, W.C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, **27**:3-27.

GANDOLFO, O.C.B.; SOUZA, L.A.P.; TESSLER, M.G.; RODRÍGUEZ, M. 2001. Estratigrafia da Ilha Comprida (SP): um exemplo de aplicação de GPR. *Brazilian Journal of Geophysics*, **19**(3):251-262.

GARDNER, D.E. 1955. Beach-sand heavy-mineral deposits of Eastern Austrália. *BMR Bulletin*, **28**:103 p.

GEOBRÁS, S./A. 1966. Complexo Valo Grande, Mar Pequeno e Rio Ribeira de Iguape. Relatório GEOBRÁS S./A., Engenharia e Fundações para o Serviço do Vale do Ribeira do Departamento de Águas e Energia Elétrica/SP, 2 volumes.

GIANNINI, P.C.F. 1987. Sedimentação Quaternária na Planície Costeira de Peruíbe-Itanhaém (SP). São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. Dissertação de Mestrado (inéd.). 2 v., 3 mapas, 234 p.

GIANNINI, P.C.F. 1993. Sistemas Deposicionais no Quaternário Costeiro entre Jaquaruna e Imbituba, SC. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. Tese de Doutoramento (inéd.). 2 v., 2 mapas, 439 p.

GIANNINI, P.C.F. 2007. Sistemas Deposicionais Eólicos no Quaternário Costeiro do Brasil. São Paulo, Inst. Geoc. Univ. S. Paulo. Tese de Livre Docência. 205p.

GIANNINI, P.C.F.; SUGUIO, K. 1994. Diferenciação entre gerações de depósitos eólicos quaternários na costa centro-sul de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, SC. Resumos Expandidos... Balneário Camboriú, SBG, p.402-403.

GIANNINI, P.C.F.; LESSA, G.C.; KOGUT, J.S.; ANGULO, R.J. 1997. Variação nas assembléias de minerais pesados de testemunhos rasos na planície costeira de Paranaguá (PR). In: CONGR. ASSOC. BRASIL. DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 6, Curitiba. Resumos Expandidos... Curitiba, Abequa. p.58-62.

GIANNINI, P.C.F.; GUEDES, C.C.F.; ANGULO, R.J.; ASSINE, M.L.; SOUZA, M.C.; MORI, E.K. 2003a. Geometria de cordões litorâneos e espaço de acomodação sedimentar na ilha Comprida, litoral sul paulista: modelo baseado em aerofotointerpretação. In: CONGR. DA ABEQUA, 9, Recife. Anais...cd.

GIANNINI, P.C.F.; GUEDES, C.C.F.; ASSINE, M.L.; ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; PESSENDA, L.C.R.; TATUMI, S.H. 2003b. Variação transversal e longitudinal de propriedades sedimentológicas nos cordões litorâneos da ilha Comprida, litoral sul paulista. In: CONGR. ASSOC. BRASIL. DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9, Recife, PE. Recife, ABEQUA, Anais... (cd).

GIANNINI, P.C.F.; ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C.; KOGUT, J.S.; DELAI, M.S. 2004. A erosão na costa leste da ilha do Mel, baía de Paranaguá, Estado do Paraná: modelo baseado na distribuição espacial de formas deposicionais e propriedades sedimentológicas. São Paulo, *Revista Brasileira de Geociências*, **34**(2):231-242.

GIANNINI, P.C.F.; ASSINE, M.L.; BARBOSA, L.; BARRETO, A.M.F.; CARVALHO, A.M.; CLAUDINO-SALES, V.; MAIA, L.P.; MARTINHO, C.T.; PEULVAST, J.P.; SAWAKUCHI, A.O.; TOMAZELLI, L.J. 2005. Dunas eólicas costeiras e interiores. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, P.E.; OLIVEIRA. A.M. ed. Quaternário do Brasil. Abequa, ANP, FAPESP, IG, UnG. Ribeirão Preto, SP, Holos Editora, cap.11, p.235-257.

GIANNINI, P.C.F.; GUEDES, C.C.F.; NASCIMENTO JR, D.R.; TANAKA, A.P.B.; ANGULO, R.J.; ASSINE, M.L.; SOUZA, M.C. 2009. Sedimentology and morphologic evolution of the Ilha Comprida Barrier System, southern São Paulo coast. In: DILLENBURG, S.R. & HESP, P. (eds.). Geology of the Brazilian coastal barriers: Lecture Notes in Earth Sciences. Springer-Verlag.

GUEDES, C.C.F. 2003. Os Cordões Litorâneos e as Dunas Eólicas da Ilha Comprida, Estado de São Paulo. Monografia de trabalho de formatura. IGC/USP. 54p.

HARARI, J., FRANÇA, C.A.S., CAMARGO, R. 2004.Variabilidade de longo termo de componentes de marés e do nível médio do mar na costa brasileira. *Afro-America Gloss News*. 8(1).

HEILBRON, M.; SOARES, A.C.P.; CAMPOS NETO, M.; SILVA, L.C.; TROUW, R.; JANASI, V.. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; NEVES, B.B.B. (Org.). Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. 1ª ed. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda., 2004, v. I, p. 203-234.

HESP, P.A. 1983. Morphodynamics of incipient foredunes in New South Wales, Austrália. In: BROOKFIELD, M.E. & AHLBRANDT, T.S. eds. Eolian Sediments and Processes. Amsterdam, Elsevier. p. 325-342 (Developments in Sedimentology, 38).

HESP, P.A., 1984. Foredune formation in southeast Australia. In: B.G. THOM, Editor, Coastal Geomorphology in Australia, Academic Press, London, p.: 69-97.

HESP, P.A. 1988. Morphofology, dynamics and internal stratification of some established foredunes in Southeast Austrália. *Sedimentary Geology*, **55**(1/2):17-41.

HESP, P.A. 2000. Coastal sand dunes. Form and Function. *CDNV Technical Bulletin No. 4*. Massey University, 28 pp.

HESP, P. A. 2002. A gênese de cristas de praias e dunas frontais. *Mercator*, **01**(02):119-125.

HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N.; ESTEVES, L.S.; GRUBER, N.L.S.; TOLDO-Jr, E.E.; TABAJARA, L.L.C.A. & CLEROT, L.C.P. 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and re examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências **77**(3): 493-508.

HOWELL, J.W. 1960. Glossary of Geology and Related Sciences. Washington, Amer. Geol. Inst. 325p.

HUBERT, J.F. 1962. A zircon-turmaline-rutile maturity index and the dependence of de composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology*, **32**(3):440-450.

HUNTLEY, D. J., 1985, On the zeroing of the thermoluminescence of sediments. *Physics and Chemistry of Minerals*, **12**:122–7.

IPT. 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo 1.1.000.000. IPT, São Paulo, 2 mapas, 1 nota explicativa.

JUNGERIUS. P. D.; VAN DER MEULEN, F. 1989. The development of dune blowouts, as measured with erosion pins and sequential air photos. *Catena*, **16**:369-376.

KARNIOL-MARQUEZ, M.R. 2007. Morfodinâmica de um Segmento da Praia da Ilha Comprida, Litoral Sul do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado. IO/USP. 123p.

KOCUREK, G.; HAVHOLM, K.G. 1993. Eolian Sequence Stratigraphy – A Conceptual Framework. In: Siliciclastic Sequence Stratigraphy. AAPG Memoir 58, cap.16. p.393-409.

KORVIN, G., 1992. Fractal Models in the Earth Sciences. Elsevier, Amsterdam.

KOMAR, P.D., 1976. Beach Processes and Sedimentation. *Prentice-Hall* 429p.

LAMEGO, A.R. 1940. Restingas na costa do Brasil. DNPM. Divisão Geologia e Mineração Boletim 96: 63p

LANDIM, P.M.B.; CASTRO, P.R.M. 1981. Distinção entre areias eólicas e praiais pela análise discriminante. *Not Geomorfológica*, Campinas, **21**(41):41-60.

LANDIM, P.M.B.; PISANI, J.F.; BÓSIO, N.J.. 1977. Aplicação do D2 de Mahalanobis na distinção de ambientes de sedimentação. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **49**:259-268.

LANG, L. 2000. Heavy mineral weathering under acidic soil conditions. *Applied Geochemistry,* **15**:415-423.

LESSA, G. C.; ANGULO, R. J.; GIANNINI, P. C.; ARAÚJO, A. D. 2000. Morphostratigraphy and evolution of a regressive barrier In south Brazil. *Marine Geology*, **165**:87-108.

LEPSCH, I.F.; SARAIVA, I.R.; DONZELI, P.L.; MARINHO, M.A.; SAKAI, E.; GUILLAUMON, JR,; PFEIFER, R.M.; MATTOS, I.F.A.; ANDRADE, W.J.; SILVA, C.E.F.. 1990. Macrozoneamento das terras da região do rio Ribeira de Iguape, SP. Boletim Científico 19. Campinas, Instituto Agronômico de Campinas. 181pp

LIMA, M. P.; ANGULO, R. J. 1990. Descoberta de microflora em um nível linhítico da Formação Alexandra, terciário do Estado do Paraná. *Anais da Academia brasileira de Ciências*, **62**(4):357-71.

MADSEN, A.T., MURRAY, A.S., ANDERSEN, T.J., PEJRUP, M., BREUNING-MADSEN, H., 2005. Optically stimulated luminescence dating of young estuarine sediments: a comparison with 210Pb and 137Cs dating. *Marine Geology,* **214**:251–268.

MANGE, M.A.; MAURER, H.F. W. 1992. Heavy minerals in colour. London: Chapman & Hall 147 p.

MARTIN, L,; SUGUIO, K. 1975. The state of São Paulo coastal marine Quaternary geology – the ancient strandlines. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **47**:249-263.

MARTIN, L, SUGUIO, K. 1976. O Quaternário marinho do litoral do Estado de São Paulo. In: 29o Congr Brasil Geol. Anais..., SBG, Belo Horizonte, vol.1, pp 281-294

MARTIN, L, SUGUIO, K. 1978. Ilha Comprida: um exemplo de ilha barreira ligada às flutuações do nível marinho durante o Quaternário. In: Congr Brasil Geol, Recife. Anais... SBG, Recife, vol 2, pp 905-912

MARTIN, L,; SUGUIO, K,; FLEXOR, J.M. 1979. Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ). In: Suguio K, Fairchild TR, Martin L, Flexor JM (eds) Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo, pp 296-331

MARTIN, L,; SUGUIO, K,; FLEXOR, J.M,; BITTENCOURT, A.C.S.P.; VILAS-BOAS ,G.S. 1979/1980. Le quaternaire marin brésilien (littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). *Cahier ORSTOM Série Géologie*, **11**:95-124.

MARTINHO, C.T.; GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O. 2003. Fácies morfológicas e fácies deposicionais de campos de dunas transgressivos ativos da região de Jaguaruna- Imbituba, SC. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), 9, Recife, PE. Anais... meio digital (cd), Recife, Abequa.

MARTINHO, C.T. 2004. Morfodinâmica e Sedimentologia de Campos de DunasTransgressivos da Região de Jaguaruna-Imbituba, Santa Catarina. São Paulo, Institutode Geociências da Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado (inéd.), 108 p.

MARTINHO, C.T.; GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; HESP, P.A. 2006. Morphological and depositional facies of transgressive dunefields in the Imbituba-Jaguaruna region, Santa Catarina State, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, S139.

MATTHEWS, J.A., BRIFFA, K.R., 2005. The 'Little Ice Age': re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler*, **87A**:17–36.

MCLAREN, P.; BOWLES, D. 1985. The effects of sediment transport on grainsize distribuitions. *Jounal of Sedimentary Petrology*, **55**(4):457-470.

MELO, M.S. 1990. A Formação Pariqüera-Açu e Depósitos Relacionados: Sedimentação, Tectônica e Geomorfogênese. Dissertação de mestrado, Inst de Geoc Univ S Paulo, São Paulo, 211p

MESQUITA, A.R.; HARARI, J. 1983. Tides and Tide Gauges of Cananéia and Ubatuba – Brazil (Lat. 24º). In: Relatório Interno do Instituto Oceanográfico, 11, p.1-14.

MIHÁLY, P. 1997. Dinâmica sedimentar do litoral norte paranaense e extremo sul paulista. Dissertação de mestrado. UFPR. 109p.

MCKENZIE, P., 1958. The development of beach sand ridges. *Australian Journal of Science*, **20**:213–214.

MONTEIRO, C.A.F. 1973. A dinâmica climática e as chuvas do estado de São Paulo: estudo em forma de Atlas. Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo.

MORTON, A.C.; HALLSWORTH, C.R. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, **90**:241-256.

MORTON, A.C.; HALLSWORTH, C.R. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstone. *Sedimentary Geology*, **124**:3-29.

MOY, C.M., DUNBAR, R.B., MORENO, P.I., FRANCOIS, J-P., VILLA-MARTINEZ, R., MUCCIARONE, D.M., GUILDERSON, T.P., GARREAUD, R.D., 2008. Isotopic evidence for hydrologic change related to the westerlies in SW Patagonia, Chile, during the last millenium. *Quaternary Science Reviews* **27**:1335–1349.

MURRAY, A.S., WINTLE, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurement*, **32**:57–73.

MURRAY-WALLACE, C.V.; BANERJEE, R.P.; BOURMAN, J.M.; OLLEY, J.M.; BROOKE, B.P., 2002. Optically stimulated luminescence dating of Holocene relict foredunes, Guichen Bay, South Australia. *Quaternary Science Review*, **21**:1077–1086.

NASCIMENTO, D.R.Jr. 2006. Morfologia e sedimentologia ao longo do sistema praia - duna frontal de ilha Comprida, SP. Dissertação de Mestrado. IGC/USP. 93p. 3 anexos

NASCIMENTO, D.R.Jr; TANAKA, A.P.B.; GIANNINI, P.C.F.; GUEDES, C.C.F.. Morfologia e granulometria ao longo do sistema praia-duna frontal da Ilha Comprida, SP. In: X

Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2005, Guarapari - ES. Anais do X Congresso da ABEQUA. Rio de Janeiro - RJ : ABEQUA, 2005. v. 1. p. 48-48.

NASCIMENTO, D.R.,Jr.; GIANNINI, P.C.F.; TANAKA, A.P.B.; GUEDES, C.C.F. 2008. Evidências diretas de mais de 130 anos de mudanças morfológicas e sedimentológicas no entorno da extremidade NE da barreira de Ilha Comprida, SP. São Paulo, *Geologia-USP - Série Científica*, **8**(1):25-39.

NIMER, E. 1989. Climatologia do Brasil. IBGE, Rio de Janeiro. 421 pp

NOGUÉS-PAEGLE, J, MO K.C. 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Monthly Weather Review*, **125**:279-291.

OTVOS, E. G. 2000. Beach ridges – definitions and significance. *Geomorphology*, **32**(1-2):83-108.

PETRI, S.; SUGUIO, K.. 1969. Sobre os metassedimentos do Grupo Açungui do extremo sul do Estado de São Paulo. Secretaria de Serviços e Obras Públicas - Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, USP (inédito), São Paulo, SP, p. 1 - 98.

PETRI, S.; SUGUIO, K. 1973. Stratigraphy of the Iguape-Cananéia Lagoonal Region Sedimentary Deposits, São Paulo State, Brazil. Part II: Heavy minerals studies, microorganisms inventories and stratigraphical interpretations. *Boletim I.G., instituto de geociências, USP*, **4**:71-85.

PETTIJOHN, F.J. 1941. Persistence of heavy minerals and geologic age. *Journal of Geology*, **49**(2):612-625.

PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E.; SIEVER, R. 1987. Sand and sandstones. New York, Springer 553p.

PIETSCH, T.J.; OLLEY, J.M.; NANSON, G.C.; 2008. Fluvial transport as a natural luminescence sensitier of quartz. *Quaternary Geochronology*, **3**:365-376.

POUPEAU, G.; SOUZA, J.H.; SOLIANI, JR.E.L.; LOSS, E.L. 1984. Dating quartzose sands of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Brazil, by thermoluminescence. *Pesquisas*, **16**:250-268.

POUPEAU, G.; SOLIANI, JR. E.L.; RIVERA, A.; LOSS, E.L., VASCONCELLOS M.B.A. 1988. Datação por termoluminescência de alguns depósitos arenosos costeiros, do Último Ciclo Climático, no nordeste do Rio Grande do Sul. *Pesquisas*, **21**:25-47.

PRESCOTT, J.R.; STEPHAN, L.G. 1982. The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating. In: Proceedings of the Second Specialist Seminar on Thermoluminescence Dating 6, Council of Europe, Strasbourg, pp. 17–25.

REISON, G.E. 1992. Transgressive barrier esland and estuarine systems. *In*: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (eds.), Facies Models – response ta sea level change. p. 179-194. Geological Association of Canada.

RICCOMINI, C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências Univ S Paulo, São Paulo, 256 pp, 5 anexos, 1 mapas

ROSSETTI, D. F.; TOLEDO, P.M.; GÓES, A.M. 2005. New Geological Framework for the Western Amazonia: Implications for Biogeography and Evolution. *Quaternary Research*, **63**:78-89.

RODRIGUES, M.L.G., FRANCO, D., SUGAHARA, S., 2004. Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geofísica*, **22**(2):135–151.

ROY, P.S.; COWELL, M.A.; FERLAND, M.A.; THOM, B.G., 1994. Wave-dominated coasts. In: Carter, R.W.G.,Woodroffe, C.D. (Eds.), Coastal Evolution – Late Quaternary Shoreline Morphodynamics. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 121–186.

RUBEY, W.W., 1933. The size distribution of heavy minerals within a water-lain sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology,* **3**:3–29.

SATYAMURTI, P.; NOBRE, C.; DIAS, P.L.S. 1998. South America. In: Karoly, D.J. & Vicent, D.J. (eds.). Meteorology of the Southern Hemisphere. American Meteorological Society, Boston, pp 119-139

SAWAKUCHI, A.O.; KALCHGRUBER, R.; GIANNINI, P.C.F.; NASCIMENTO JR, D.R.; GUEDES, C.C.F.; UMISEDO, N. 2008. The development of blowouts and foredunes in the Ilha Comprida barrier (Southeastern Brazil): the influence of Late Holocene climate changes on coastal sedimentation. *Quaternary Science Reviews*, **27**:2076-2090.

SADLER, P.M., 1981. Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. *Journal of Geology,* **89**:569–584.

SELUCHI, M.E.; MARENGO, J.A. 2000. Tropical-midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: climatic aspects and examples of intense events. *International Journal of Climatology*, **20**:1167–1190.

SILVA, J.F. 1984. Dados climatológicos de Cananéia e Ubatuba (Estado de São Paulo). *Boletim Climatológico*, 5:1-18.

SISTEMA DE INFORMAÇÕES PARA O GERENCIAMENTO DE RECURSOS HÍDRICOS DO ESTADO DE SÃO PAULO (SIGRH). 2008. Web site: http://www.sigrh.sp.gov.br

SHORT, A.D.; HESP, P.A. 1982. Wave, beach and dune interactions in South-eastern Austrália. *Marine Geology*, **48**(4): 259-284.

SOUZA, C.R.G. 1997. As células de deriva litorânea e a erosão nas praias do Estado de São Paulo. São Paulo. Instituto de Geociências – USP. Dissertação de Doutorado. 2 V. 359p.

SOUZA, L.A.P.; TESSLER, M.G.; GALLI, V.L. 1996. O Gráben de Cananéia. *Revista Brasileira de Geociências*, **26**(3):139-150

SPINELLI, F.P. ; GOMES, C.B. 2008. A ocorrência alcalina de Cananéia, litoral sul do Estado de São Paulo: geologia e geocronologia.. Geologia USP. Série Científica, **8**:53-64

SUNDARAM, D. ; SUGUIO, K. . 1985. Nota preliminar sobre uma assembléia mioflorística da Formação Pariquera-Açu. In: VIII CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 1985, Rio de Janeiro, RJ. MME-DNPM, SÉRIE GEOLOGIA No. 27, PALEONTOLOGIA-ESTRATIGRAFIA, p. 503-505.

SUGUIO, K.; BARCELOS, J.H. 1978. Quaternary sedimentary environments of Comprida Island, State of São Paulo, Brazil. *Boletim IG, Instituto de Geociências, USP*, **9**:203-211.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. 1978a. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, São Paulo. Special Publication (1)... São Paulo, IGCB/IGUSP/ SBG, 55p.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. 1978b. Mapas Geológicos da Planície Costeira do Estado de São Paulo e Sul do Rio de Janeiro (1:100.000). São Paulo, DAEE / Secr. de Obras e Meio Ambiente. Governo do Estado de São Paulo.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. 1994. Geologia do Quaternário. In. F. F. Falconi & A. Nigro Jr. (eds.) Solos do litoral de São Paulo. Mesa Redonda ABMS/ASSECOB:69-97.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. 1976. Les variations rélatives du niveau moyen de la mer au quaternaire récent dans la région de Cananéia-Iguape, São Paulo. *Boletim do Instituto Geológico*, **7**:113-129.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.M. 1980. Sea level fluctuations during the past 6000 years along the coast of the state of São Paulo, Brazil. In: Mörner, N.A. (ed) Earth Rheology, Isostasy and Eustasy. Chichester, John Wiley & Sons, pp 471-486

SUGUIO, K.; PETRI, S. 1973. Stratigraphy of the Iguape-Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State, Brazil. Part I Field observations and grain size analysis. *Boletim I.G., Instituto de Geociências, USP*. USP, **4**:1-20.

SUGUIO, K.; TESSLER, M.G. 1984. Planícies de cordões litorâneos quaternários do Brasil: origem e nomenclatura. In: Lacerda, L. P. de; Araujo, D. S. D. De; Cerqueira, R. & Turcq, B., (org). Restingas: origem, estrutura, processos. Niterói, CEUFF p. 15-25.

SUGUIO, K.; TESSLER, M. G. 1992. Depósitos quaternários da planície costeira de Cananéia-Iguape (SP). *Publicação Especial do Instituto Oceanográfico, USP*, **9**:1-33.

SUGUIO, K. ; TATUMI, S.H. ; KOWATA, E. A. 1999. The Comprida Island inactive dune ridges and their possible significance for the island evolution during the Holocene, State of Sao Paulo, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **71**:623-630.

SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; KOWATA, E. A.; MUNITA, C. S. AND PAIVA, R. P. 2003. Upper Pleistocene deposits of the Comprida Island (São Paulo State) dated by thermoluminescence method. *Anais da Academia Brasileira de Ciências,* **75**(1):91-96

TANAKA, A.P.B.; NASCIMENTO, D.R., Jr.; GIANNINI, P.C.F. 2005. Variação de propriedades sedimentológicas ao longo do sistema praia-duna de Ilha Comprida. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA USP, 13, São Carlos, SP, Resumos... meio digital (cd). São Paulo, USP.

TANNER, W.F. 1995. Origin of beach ridges and swales. *Marine Geology*, **129**:149-161.

TAYLOR, M.J.; STONE, G.W., 1996. Beach-ridges: a review. Journal of Coastal Research 12: 612–621.

TESSLER, M.G. 1982. Sedimentação Atual na Região Lagunar de Cananéia – Iguape, Estado de São Paulo. Inst. de Geoc. Univ. S. Paulo. Dissertação de Mestrado 2v., 8 mapas, 110p.

TESSLER, M.G. 1988. Dinâmica Sedimentar Quaternária no Litoral Sul Paulista, Estado de São Paulo. Inst. de Geoc. Univ. S. Paulo. Tese de doutoramento v. único, 1 mapa, 277p.

TESSLER, M.G.; FURTADO, V.V. 1983. Dinâmica das feições de assoreamento da região lagunar Cananéia-Iguape, Estado de São Paulo. *Boletim Instituto Oceanográfico*, **32**(2):117-124.

VAN ANDEL, T.H. 1959. Reflections on the interpretation of heavy mineral analyses. *Journal of Sedimentary Research,* **29**(2):153-163.

VEIGA, R.; SANCHES, N.; ANJOS, R.M.; MACARIO, K.; BASTOS, J.; IGUATEMY, M.; AGUIAR, J.G.; SANTOS, A.M.A.; MOSQUERA, B.; CARVALHO, C.; BAPTISTA FILHO, M.; UMISEDO, N.K. 2006. Measurement of natural radioactivity in Brazilian beach sands. *Radiation Measurements*. **41**:189-196p.

WINTLE, A.G. 2008. Luminescence dating: where it has been and where it is going. *Boreas*, **37**:471-482.

WINTLE, A.G.; MURRAY, A.S.; 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements*, **41**:369–391.

YBERT, J.; BISSA, W.M.; CATHARINO, E.L.C.; KURTER, M. 2003. Environmental and sea-level variations on the southeastern Brazilian coast during the Late Holocene with comments on prehistoric human occupation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **189**(1-2):11-24.

YAGISHITA, K.; ARAKAWA, S.; TAIRA, A. 1992. Grain fabric of hummocky and swaley cross-stratification. *Sedimentary Geology*, **78**: 81-189.

ZALAN, P.V.; OLIVEIRA, J.A.B. 2005. Origem e evolução estrutural do sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **13**(2):269-300.